



Dynamique de la stratosphère au printemps et en été : étude des couplages tropiques/pôles

Rémi Thiéblemont

► To cite this version:

Rémi Thiéblemont. Dynamique de la stratosphère au printemps et en été : étude des couplages tropiques/pôles. Sciences de la Terre. Université d'Orléans, 2012. Français. NNT : 2012ORLE2036 . tel-00801758

HAL Id: tel-00801758

<https://theses.hal.science/tel-00801758>

Submitted on 18 Mar 2013

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

ÉCOLE DOCTORALE *Énergie Matériaux Sciences de la Terre et de l'Univers*

Laboratoire de Physique et Chimie de l'Environnement et de l'Espace
LPC2E

THÈSE présentée par : **Rémi THIÉBLEMONT**

soutenue le : **19 octobre 2012**

pour obtenir le grade de : **Docteur de l'université d'Orléans**

Discipline : Sciences de la Terre et de l'Atmosphère

Dynamique de la stratosphère au printemps et en été : étude des couplages tropiques/pôles

THÈSE dirigée par :
Mme. Nathalie HURET

Professeur, Université d'Orléans et LPC2E

RAPPORTEURS :
Mme. Sophie GODIN-BEEKMANN
M. Jean-Luc ATTIE

Directrice de recherche, LATMOS/IPSL, Paris
Professeur, Université de Toulouse et LA

JURY:

M. Thierry DUDOK DE WIT
Mme. Sophie GODIN-BEEKMANN
M. Jean-Luc ATTIE
Mme. Chantal CLAUD
M. Claude CAMY-PEYRET
M. Alain HAUCHECORNE
Mme. Nathalie HURET

Professeur, Université d'Orléans et LPC2E	Président du jury
Directrice de recherche, LATMOS/IPSL, Paris	Rapporteur
Professeur, Université de Toulouse et LA	Rapporteur
Directrice de recherche, LMD, Palaiseau	Examinatrice
Directeur de recherche honoraire, IPSL, Paris	Examineur
Directeur de recherche, LATMOS/IPSL, Paris	Examineur
Professeur, Université d'Orléans et LPC2E	Directrice de thèse

Remerciements

Mes premiers remerciements s'adressent à ma directrice de thèse, Nathalie, qui, bien au-delà de ces trois années passées, a cru en moi et m'a soutenu depuis le début de mon cursus universitaire. Il est assez difficile de résumer notre collaboration en quelques phrases tant ce fut enrichissant, agréable et gratifiant.

Tu m'as fait confiance, recadré quand il le fallait et permis d'interagir avec un grand nombre de scientifiques internationaux. Merci de m'avoir fait découvrir ce monde de la recherche de la meilleure des façons. Merci également pour tous ces moments d'échanges, ton soutien sans faille, tes « idées débiles » qui ne le sont pas et ta sympathie. Grâce à toi, j'ai aussi pu rencontrer Yvan qui est devenu, au fil du temps, mon co-directeur « officiel ». Yvan, je te remercie pour ton aide très précieuse, tes analyses fines et critiques de notre travail et ta grande disponibilité. Merci également pour ton accueil fort sympathique dans ces contrées du Grand Nord lors de mes visites de novembre dont je garde un excellent souvenir. Nos rencontres furent à chaque fois très fructueuses et m'ont permis d'avancer considérablement dans mes travaux et ma vision générale de la recherche. Nath et Yvan, merci infiniment. Enfin, j'adresse une considération spéciale à mon complice et surtout ami, Marc-Antoine, sans qui rien de tout ce qui est écrit dans ce manuscrit n'aurait vu le jour. Coco et Marco, merci pour ton aide indispensable, ta pédagogie, ta patience à mon égard mais surtout pour les supers moments passés ensemble !

Je remercie Madame Sophie Godin-Beekmann et Monsieur Jean-Luc Attié qui ont accepté de rapporter cette thèse. Je vous suis très reconnaissant de votre attention portée à ces travaux ainsi que de vos analyses, critiques et commentaires forts constructifs. Je remercie l'ensemble des membres du Jury, le président Thierry Dudok de Wit et les examinateurs Alain Hauchecorne, Chantal Claud et Claude Camy-Peyret. Thierry, les enseignements que j'ai suivis à l'université et les différentes discussions que l'on a pu partager m'ont toujours été extrêmement bénéfiques. Je te remercie pour cela et suis honoré que tu présides ce jury de thèse. Alain, merci d'avoir porté tant d'intérêt à ces travaux et de m'avoir aidé de tes conseils les plus avisés à l'égard, entre autres, de ce formidable outil qu'est MIMOSA. Claude, je t'adresse mes plus chaleureux remerciements pour avoir eu la chance d'entretenir avec toi des liens privilégiés, notamment lors de la campagne à Esrange, en 2011, où tu m'as fait part de ta grande expérience de scientifique chevronné mais aussi d'homme de terrain. Je garde un excellent souvenir de ces moments passés ensemble.

J'adresse mes remerciements sincères à Michel Tagger, directeur du LPC2E qui m'a certes accueilli au sein du laboratoire mais avec qui j'ai aussi pu partager de forts agréables moments. Je remercie également Gilles Poulet, directeur adjoint du laboratoire, qui s'est si souvent soucié de l'état d'avancement de mes travaux de thèse mais aussi de mon poste

d'enseignant contractuel à l'université. À ce titre, je tiens à remercier mes responsables d'enseignement à l'université d'Orléans, Jean-François Brun et Gerald Kneller, qui m'ont fait confiance durant ces trois années. Ces enseignements n'auraient pas été aussi plaisants sans l'aide et la bonne humeur de Claude Dufaur et Pierre-Sylvain Allaume, merci à vous messieurs ! Merci également à Élisabeth Vergès pour l'accueil enthousiaste dont nous avons bénéficié (cf page 6) lors de la soirée d'inauguration de l'OSUC.

Je remercie également l'ensemble de mes collègues de l'équipe atmosphère et de la méca, Claude, Michel, Thibaut, Jean-Baptiste, Christophe, Stéphane, Gillou, Fred S, Fred B, entre autres, pour leur accueil et les bons moments passés ensemble au labo ou au milieu des rennes. Merci en particulier à Valéry, Fabrice J et Johanna pour leur aide importante durant ma thèse et leur sympathie. Dédicace spéciale à toi Gisèle la jeune mariée, c'est un réel plaisir de travailler avec toi, et j'espère bien que ça continuera ! Merci aussi à tous les chercheurs et ingénieurs avec qui j'ai bien souvent échangé (scientifiquement ou non d'ailleurs) et qui m'ont rendu la vie quotidienne au labo très agréable, Jean-Louis, Aurélie, Volodya, Gilles T, Ismaël, Fabrice C, Guillaume J, Orélien, Patrice, Matthieu K, Pedro, Ted, Chab, Sena et bien d'autres. Je remercie également l'équipe ASR, Franck, Antoine et Peter pour leur aide informatique bien utile, et Catherine et Isabelle pour leur aide indispensable dans mon quotidien de « p'tit jeune » pas toujours très informé des nécessités administratives ! Un grand merci à Michelle et Laurent de m'avoir guidé aux travers des méandres de la bibliothèque. Je remercie enfin toutes les personnes avec qui j'ai eu la chance de travailler au cours des projets StraPolÉté et ENRICHED, et en particulier Sébastien. Merci d'avoir fait part de ton expérience, de m'avoir soutenu, et d'être aussi sympathique ! Enfin je remercie l'école doctorale Sciences et Technologies de m'avoir fait bénéficier du programme d'aide à la mobilité.

Si ces années de thèse m'ont enchanté, c'est aussi grâce à vous, Xavier et Jean-Yves, que je tiens à remercier spécialement. Xavier, merci pour tes conseils avisés, nos discussions « fruitful » et ton amitié ! JYB, merci pour tous ces échanges politico-philosophico-clopo-informatiques. Big Up à vous les gars ! Et pour l'ambiance de tous les jours et bien souvent des soirs...merci à la fine équipe : Hugo, Jérémy, Gaël, Fabrice D, Patxi, Antoine, Mouss et Juju.

Cette thèse a été financée par le conseil général de la région Centre ainsi que le pôle Ether, le CNES et le CNRS/INSU.



À ma famille et mes amis

Trois années de thèse c'est aussi une histoire d'équilibre ! Cet équilibre je le dois à mes amitiés chères et mes activités qui me prennent quand même pas mal de temps. Donc voilà, un petit clin d'oeil...

...à tous mes potes,

Brouille, Diouf, Odeb, Pierre, Susu, Tut, Lep, Eszter, Kinkin, Sandrine, Bambou, Lulu, Jay, PacPac, Coco El Marco, Pakune, Grem, Cindy, Takié, Schmolls, et bien d'autres.

...et à mes exutoires préférés,

ETH.....X



Soirée d'inauguration de l'OSUC (crédit photo : Ismaël Cognard)

et KARAS death metal official, « Cimer les pailles, la famille ! »

*« La salle du bah ?! C'est trop beau ça Susu ! »
(Arthur F)*

“Oh mais ça alors !”
(proverbe franco-galicien)

J'adresse mes plus affectueuses pensées à ma famille qui me soutient depuis le début, ma compagne Verónica, ma mère Véronique, mon père Denis, ma soeur Selma, mon frère Paul, Dumé, mes grands-mères Claude et Denise, ma tante Sophie et le dernier venu, la petite chouchette. Je vous dédie à tous ce lourd pavé, qui n'est certes pas très amusant, mais je l'espère intéressant !

Table des matières

ACRONYMES.....	11
PREFACE.....	13
CHAPITRE I : DYNAMIQUE STRATOSPHERIQUE.....	17
I.1 STRUCTURE VERTICALE DE L'ATMOSPHERE	18
I.2 L'OZONE STRATOSPHERIQUE	19
I.2.1 <i>Le cycle de Chapman</i>	20
I.2.2 <i>Les cycles catalytiques de destruction de l'ozone</i>	21
I.3 LES PRINCIPAUX REGIMES DE CIRCULATION DANS LA STRATOSPHERE.....	21
I.3.1 <i>La circulation zonale</i>	22
I.3.2 <i>La circulation méridienne</i>	25
I.4 FILAMENTS ET DEFERLEMENTS D'ONDES.....	35
I.4.1 <i>Observations et modélisations de filaments</i>	35
I.4.2 <i>Description des déferlements d'ondes planétaires</i>	38
I.4.3 <i>Les réchauffements stratosphériques</i>	41
I.5 LES PHENOMENES DE COUPLAGES ENTRE LES REGIONS TROPICALES ET POLAIRES DANS LA STRATOSPHERE.....	44
I.5.1 <i>Mécanismes responsables de la QBO</i>	44
I.5.2 <i>La relation de Holton et Tan</i>	46
I.6 ÉTAT DYNAMIQUE DE LA STRATOSPHERE AU PRINTEMPS ET EN ETE	47
I.6.1 <i>Les réchauffements stratosphériques finaux</i>	47
I.6.2 <i>Les rémanences de vortex « frozen in »</i>	48
I.6.3 <i>Les anticyclones « frozen-in »</i>	49
I.7 CONCLUSION ET PROBLEMATIQUE.....	50
CHAPITRE II : OUTILS ET DÉVELOPPEMENTS	53
II.1 DONNEES METEOROLOGIQUES DU CENTRE EUROPEEN	54
II.1.1 <i>Les données analysées</i>	54
II.1.2 <i>Les données réanalysées</i>	55
II.2 LE MODELE HAUTE RESOLUTION D'ADVECTION DE VORTICITE POTENTIELLE MIMOSA	58
II.2.1 <i>Description du modèle</i>	59
II.2.2 <i>Version en niveaux hybrides du modèle MIMOSA</i>	61
II.2.3 <i>Grandeurs diagnostiques calculées à partir des résultats du modèle MIMOSA</i>	62
II.3 INSTRUMENTS DE MESURES SPATIALES.....	65
II.3.1 <i>Les instruments embarqués sur plateformes satellites</i>	66
II.3.2 <i>L'instrument de mesures in situ SPIRALE</i>	72
II.4 CONCLUSION	73
CHAPITRE III : OBSERVATIONS & MODÉLISATION D'INTRUSIONS DE MASSES D'AIR VERS LA STRATOSPHERE POLAIRE AU PRINTEMPS ET EN ÉTÉ.....	75
III.1 OBSERVATIONS LOCALES DE STRUCTURES LAMINAIRES DANS LA STRATOSPHERE POLAIRE : MESURES DE L'INSTRUMENT SPIRALE	76
III.1.1 <i>Mesures locales au printemps (SP20_P)</i>	76
III.1.2 <i>Mesures locales en été (SP07_E et SP24_E)</i>	76
III.2 MODELISATION DU TRANSPORT	78
III.2.1 <i>Analyse du transport isentrope</i>	78
III.2.2 <i>Analyse du transport par les trajectoires tridimensionnelles</i>	82
III.3 CARACTERISATION DE LA TRANSITION HIVER/ETE DANS LA MOYENNE STRATOSPHERE.....	86
III.3.1 <i>Détection d'intrusions à l'aide de mesures satellitaires au printemps</i>	86
III.3.2 <i>Modélisation dynamique des FrIACs à l'aide du modèle MIMOSA</i>	93
III.3.3 <i>Genèse des FrIACs</i>	97
III.4 ÉVOLUTION DE LA CIRCULATION ZONALE DANS LA STRATOSPHERE	102
III.4.1 <i>Évolution en fonction de la latitude</i>	102

III.4.2	Évolution en fonction de la longitude	104
III.5	CONCLUSION	105
CHAPITRE IV : MÉTHODE DE DÉTECTION DES INTRUSIONS D'AIR DE BASSES LATITUDES EN RÉGION POLAIRE.....		107
IV.1	PRINCIPE GENERAL DE LA METHODE	108
IV.2	DÉTECTION DE MASSES D'AIR DES BASSES LATITUDES EN REGION POLAIRE	110
IV.2.1	Définition de la date de transition vers le régime dynamique d'été	111
IV.2.2	Tests de sensibilité de la méthode de détection d'intrusions	112
IV.2.3	Résumé des tests	117
IV.3	CONCLUSION	118
CHAPITRE V : CLIMATOLOGIE DES FRIACS		121
V.1	FREQUENCE DES FRIACS ENTRE 1980 ET 2011.....	122
V.1.1	Identification des intrusions de basses latitudes en région polaire.....	122
V.1.2	Caractérisation intrinsèque des FrIACs	132
V.2	INFLUENCE DE L'ACTIVITE ONDULATOIRE	135
V.2.1	Caractéristiques intrinsèques des FrIACs.....	135
V.2.2	Le rôle des réchauffements stratosphériques majeurs.....	137
V.3	INFLUENCE DE LA CIRCULATION EN REGION TROPICALE SUR L'EXISTENCE D'EVENEMENTS DE TYPE FRIAC.....	141
V.3.1	Évolution de la QBO entre 1980 et 2011	141
V.3.2	Influence de la QBO	143
V.4	BILAN ET DISCUSSION DE SYNTHESE	148
V.4.1	Bilan des résultats obtenus.....	148
V.4.2	Discussion de synthèse	149
CONCLUSIONS.....		153
PERSPECTIVES.....		157
ANNEXES.....		159
PUBLICATIONS & COMMUNICATIONS.....		169
LISTE DES TABLEAUX.....		249
LISTE DES FIGURES.....		251
RÉFÉRENCES.....		259

Acronymes

AH : *Aleutian High*

ASCII : *American Standard Code for Information Interchange*

CAS : *Contour Advection with Surgery*

CFC : *ChloroFluoroCarbure*

CLAES : *Cryogenic Limb Array Etalon Spectrometer*

CNES : *Centre National des Études Spatiales*

DU : *Dobson Unit*

ECMWF : *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts*

ENRICHED : *European collaboratioN for Research on stratospherIc CHEmistry and Dynamics*

ENVISAT : *ENVironment SATellite*

ESA : *European Space Agency*

FrIAC : *Frozen In AntiCyclone*

GES : *Gaz à effet de serre*

GPH : *GeoPotential Height*

IFS : *Integrated Forecast System*

IMK : *Institute for Meteorology and Climate Research*

IPCC : *Intergovernmental Panel on Climate Change*

JMA : *Japanese Meteorological Agency*

LATMOS : *Laboratoire Atmosphères, Milieux, Observations Spatiales*

LIDAR : *LIght Detection And Ranging*

LPC2E : *Laboratoire de Physique et Chimie de l'Environnement et de l'Espace*

METRO : *MEridional TRansport of Ozone in the lower stratosphere*

MIMOSA : *Modélisation Isentrope du transport Méso-échelle de l'Ozone Stratosphérique par Advection*

MIPAS : *Michelson Interferometer for Passive Atmospheric Sounding*

MLS : *Microwave Limb Sounder*

NASA : *National Aeronautics and Space Administration*

NCAR : *National Center for Atmospheric Research*

NCEP : *National Centers for Environmental Prediction*

ODS : *Ozone Depleting Substances*

OHP : *Observatoire de Haute Provence*

PNJ : *Polar Night Jet*

POLARIS : *Photochemistry of Ozone Loss in the Arctic Region in Summer*

PSC : *Polar Stratospheric Clouds*

QBO : *Quasi Biennial Oscillation*

PV : *Potential Vorticity*

PVU : *Potential Vorticity Unit*

REPROBUS : *Reactive Processes Ruling the Ozone Budget in the Stratosphere*

SDLA : Spectromètre a Diodes Lasers Accordables

SFW : *Stratospheric Final Warming*

SLIMCAT : *Single Layer Isentropic Model of Chemistry And Transport*

SPIRALE : SPECTROSCOPIE Infra-Rouge par Absorption de Lasers Embarqués

SSW : *Sudden Stratospheric Warming*

StraPolÉté : étude de la Stratosphère Polaire en Été

TEM : *Transformed Eulerian Mean*

THESEO : *Third European Stratospheric Experiment on Ozone*

TOMCAT : *Toulouse Off-line Model of Chemistry And Transport*

TTL : *Tropical Transition Layer*

UARS : *Upper Atmosphere Research Satellite*

UTLS : *Upper Troposphere Lower Stratosphere*

UV : Ultraviolet

VSLs : *Very Short-Lived Substances*

WMO : *World Meteorological Organization*

Préface

La couche d’ozone, située entre 15 et 20 km d’altitude dans la stratosphère, est nécessaire au maintien de la vie sur Terre. Elle filtre le rayonnement solaire incident, empêchant les radiations ultraviolettes de plus haute énergie d’atteindre la biosphère. La découverte du trou dans la couche d’ozone au-dessus du continent antarctique [Farman *et al.*, 1985] a provoqué un émoi d’ampleur internationale et a entraîné une mobilisation de la communauté scientifique pour en comprendre les mécanismes responsables. L’identification des chlorofluorocarbures (CFCs) comme molécules principalement responsables de la destruction de la couche d’ozone a conduit en 1987 au protocole de Montréal puis à des amendements successifs visant à supprimer définitivement leur émission dans l’atmosphère [WMO, 2011]. Grâce à la ratification du protocole de Montréal, une importante réduction des émissions anthropiques de ces substances détruisant l’ozone (ODS pour *Ozone Depleting Substance*) a pu être obtenue.

Les nombreux instruments spatiaux et réseaux de surveillance, développés afin de suivre l’évolution du budget d’ozone, ont permis de mettre en évidence le recouvrement éventuel de la couche d’ozone depuis le début des années 1990 [WMO, 2011]. Une étude récente a montré qu’avant 1997, la destruction d’ozone était majoritairement due à l’augmentation des ODS [Nair, 2012] mais qu’en revanche, depuis 1996, la diminution de ces composés n’est pas suffisante pour expliquer le recouvrement progressif de l’ozone : en effet, les influences du flux solaire et des phénomènes de transport dans l’atmosphère moyenne jouent un rôle prépondérant. De manière similaire, Manney *et al.* [2011] ont conclu, suite à l’étude de la destruction record d’ozone enregistrée en Arctique durant l’hiver 2010/2011 [Lindenmaier *et al.*, 2012 ; Adams *et al.*, 2012a], que l’un des enjeux scientifiques majeurs actuel est d’améliorer notre compréhension des processus dynamiques de la stratosphère dans le contexte des changements climatiques pour mieux appréhender et prévoir l’évolution du budget d’ozone dans les prochaines décennies.

Au cours du 21^{ème} siècle, alors qu’une augmentation de l’ozone et une diminution importante des ODS est attendue, l’augmentation des gaz à effet de serre (GES) principaux (le dioxyde de carbone, l’oxyde nitreux et le méthane), due aux activités humaines, devrait se poursuivre [IPCC, 2007]. Les modifications du bilan radiatif de la stratosphère, induites par l’augmentation des GES, pourraient avoir des conséquences importantes sur le budget de l’ozone et sur les processus dynamiques dans la stratosphère [Vaugh and Plovani, 2010]. En particulier, une modification de la circulation dans la stratosphère pourrait avoir lieu [Garcia and Randel, 2008]. Dans ce contexte de changement climatique, les études de modélisation réalisées en vue d’évaluer les tendances à long terme présentent des incertitudes trop importantes pour estimer d’une part, l’évolution future de la dynamique stratosphérique et d’autre part, l’impact de la stratosphère sur le système climatique global [Baldwin *et al.*, 2007].

En ce sens, de nombreux travaux ont été réalisés, visant à mieux comprendre les phénomènes de couplages existant entre les différentes couches de l'atmosphère ; comme les couplages troposphère/stratosphère [Holton *et al.*, 1995 ; Martius *et al.*, 2009], ou encore stratosphère/mésosphère [Liu and Robble, 2002 ; Manney *et al.*, 2009]. Ces phénomènes de couplages ont aussi été décelés au sein même de la stratosphère, entre les régions tropicales et les régions polaires [Holton and Tan, 1980 ; 1982 ; Baldwin *et al.*, 2001]. À l'heure actuelle, les mécanismes responsables de telles connexions restent peu compris par les scientifiques.

Ce mémoire est dédié à l'étude d'un aspect de ces phénomènes de couplages, matérialisé par le transport rapide de masses d'air, au sein de la stratosphère, depuis les régions tropicales/subtropicales vers les régions polaires. Ces phénomènes, qui peuvent survenir au moment de la transition entre le régime dynamique d'hiver et le régime dynamique d'été en région polaire arctique, sont encore mal connus et peu documentés. Ils sont à explorer, caractériser et quantifier, car ils conditionnent la répartition de l'énergie à l'échelle globale, et le transport de masses d'air riches en ozone vers la région polaire, conduisant à une destruction irréversible pouvant affecter le budget global de l'ozone.

Pour cela, les données des instruments MLS (*Microwave Limb Sounder*) et MIPAS (*Michelson Interferometer for Passive Atmospheric Sounding*), embarqués à bord des plateformes satellitaires Aura et ENVISAT (*ENVironment SATellite*) sont utilisées afin de détecter et caractériser ces échanges dans les champs de traceurs à longue durée de vie. Les mesures ponctuelles de l'instrument SPIRALE, embarqué sous ballon stratosphérique, permettent de sonder ces structures avec une très haute résolution verticale. Enfin, les modèles FLEXTRA et MIMOSA (Modélisation Isentrope du transport Mésos-échelle de l'Ozone Stratosphérique par Advection) sont utilisés pour analyser les processus de transport des masses d'air et définir leurs origines géographiques. Ces modèles sont initialisés et forcés à l'aide des données météorologiques (vents, températures, pressions et altitudes géopotentielle), analysées et réanalysées, de l'ECMWF (*European Centre for Medium-Range Weather Forecasts*).

Le premier chapitre donne une présentation détaillée de la dynamique stratosphérique, se focalisant plus particulièrement sur les phénomènes d'échanges rapides de masses d'air entre les différentes régions stratosphériques, dus à la propagation d'ondes planétaires au sein de la stratosphère. L'accent est porté sur la période de transition entre le régime dynamique d'hiver et le régime dynamique d'été où des événements particuliers ont été récemment détectés.

Le second chapitre présente les différents outils instrumentaux et de modélisation utilisés au cours de cette thèse. Les données météorologiques nécessaires à l'initialisation et au forçage des modèles ainsi qu'à l'analyse dynamique de la stratosphère sont également décrites.

Le troisième chapitre se consacre à l'identification et à la description de ces phénomènes d'intrusions de masses d'air en région polaire à l'aide d'observations d'instruments embarqués sous ballons stratosphériques et sur plateformes satellites. Ces mesures sont comparées avec des résultats de modèles de transport.

Le quatrième chapitre est dédié à la description d'une méthodologie développée pour détecter en région polaire la présence de masses d'air venant des latitudes tropicales et subtropicales. Par une série de tests de sensibilité l'algorithme développé est validé. Il est ensuite utilisé dans le dernier chapitre pour mener une étude climatologique de ces phénomènes de transport de masses d'air au printemps. Les résultats obtenus permettent d'établir un état des lieux du couplage tropiques-pôle au cours des trois dernières décennies, d'en analyser sa variabilité interannuelle et de caractériser les processus dynamiques responsables. Enfin, les conclusions générales et les perspectives de cette étude sont recueillies dans la dernière partie de ce mémoire.

Chapitre I

Dynamique stratosphérique

Depuis les années 1950, des efforts scientifiques considérables ont permis d'améliorer la compréhension de la moyenne atmosphère située entre 10 et 90 km. Des enjeux humains très importants liés à la problématique de la couche d'ozone stratosphérique ont conduit à des avancées majeures dans la compréhension des processus chimiques et dynamiques responsables du budget de l'ozone. La plupart de ces processus stratosphériques sont aujourd'hui modélisés de manière acceptable. Néanmoins, de nombreuses incertitudes subsistent concernant leur évolution dans le temps : en effet, la dynamique de la stratosphère est essentiellement contrôlée par l'activité de différents types d'ondes dont la longueur d'onde varie d'une centaine de mètres à plusieurs milliers de kilomètres. L'activité de ces ondes, qui se propagent essentiellement depuis la troposphère, est très hétérogène dans le temps ayant pour conséquence de rendre la variabilité dynamique de la stratosphère délicate à appréhender et à prévoir. Par ailleurs, les avancées scientifiques au cours du temps ont permis de montrer que d'importants phénomènes de couplages existaient entre la stratosphère et la troposphère, puis entre la stratosphère et la mésosphère. Ces phénomènes de couplages ont aussi été décelés entre les différentes régions méridionales stratosphériques, notamment entre les régions tropicales et les régions polaires. Ces différents éléments illustrent bien la complexité du système dynamique stratosphérique que nous allons, en partie, détailler dans ce chapitre.

Au cours de ce chapitre sont, en premier lieu, décrits la structure verticale de l'atmosphère puis les caractéristiques propres à la stratosphère tels que la chimie de l'ozone et les grands régimes de circulations. Par la suite, l'accent est porté sur l'activité des ondes et son influence sur le transport horizontal rapide et sur les réchauffements stratosphériques. Un aperçu des couplages existant entre les régions tropicales et polaires est ensuite introduit. Enfin, un état des lieux de la transition entre le régime dynamique d'hiver et le régime dynamique d'été est présenté, se focalisant plus particulièrement sur l'identification de structures spécifiques dans la moyenne stratosphère durant cette transition. La dernière partie est consacrée à la problématique développée dans ce manuscrit.

I.1 Structure verticale de l'atmosphère

L'atmosphère terrestre désigne l'enveloppe gazeuse entourant la Terre. Elle est composée à 78% de diazote, 20% de dioxygène et 1% d'argon. Le pourcent restant contient principalement une multitude de gaz donc ceux à effet de serre (H_2O , CO_2 , CH_4 , N_2O , ...). L'atmosphère est conventionnellement divisée en quatre couches : la troposphère, la stratosphère, la mésosphère et la thermosphère, en accord avec l'évolution du gradient de température vertical (figure 1.1). Ces couches sont séparées par des zones de transition étroites (pauses) : la tropopause, la stratopause et la mésopause.

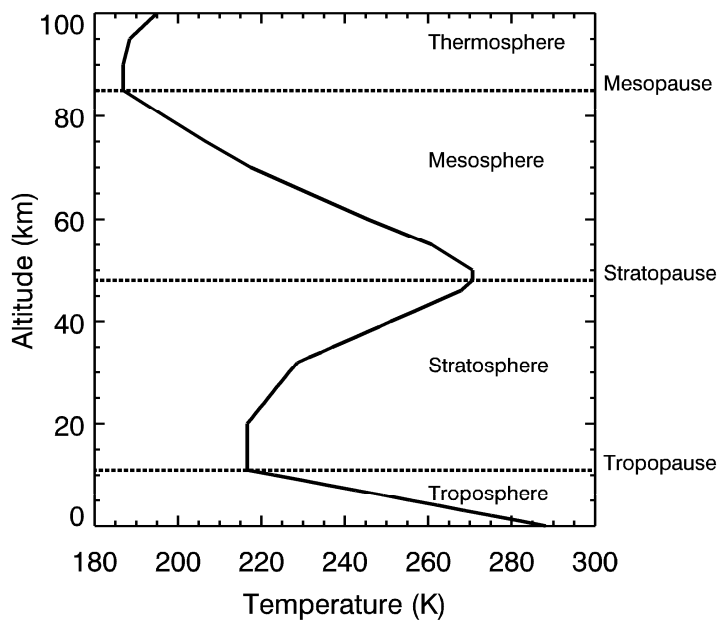


Figure 1.1. Structure thermique de l'atmosphère en fonction de l'altitude basée sur les données *U.S. Standard Atmosphere (1976)*.

La troposphère constitue la couche inférieure, située entre la surface terrestre et la tropopause, dont l'altitude varie en fonction de la latitude (8-10 km aux pôles, 16-18 km à l'équateur) et la saison (altitudes plus élevées l'été que l'hiver). Elle est la couche atmosphérique la plus dense contenant une forte teneur en vapeur d'eau qui diminue progressivement avec l'altitude. La troposphère se caractérise par d'importants mouvements verticaux localisés, aussi appelés mouvements convectifs qui contribuent à la complexité de la dynamique troposphérique où les effets turbulents sont très importants. Le sommet de la troposphère, la tropopause, peut-être considéré comme l'altitude où un minimum de température est atteint (~220 K/-58°C, figure 1.1) aussi appelé « point froid » (*cold point*). Ce minimum de température, plus ou moins marqué mais pouvant s'étendre sur plusieurs kilomètres verticalement, contribue à imperméabiliser les échanges entre la troposphère et la stratosphère.

De ce fait, la stratosphère est très sèche, contenant en moyenne 5 parties par million de vapeur d'eau en rapport de mélange volumique (5 ppmv). Elle est comprise entre la tropopause et la stratopause qui se situe à environ 50 km d'altitude. La stratosphère a un

gradient de température positif en fonction de l'altitude qui a pour conséquence d'inhiber le transport vertical : elle peut donc être vue comme une succession de strates stabilisées en fonction de l'altitude. À partir de la stratopause, débute la mésosphère, où le gradient de température décroît de nouveau avec l'altitude, jusqu'à atteindre un minimum vers 80 km (mésopause). Enfin, le gradient de température croît au-delà dans la thermosphère.

Les trois couches comprises dans la gamme d'altitude [10 ; 100] km constituent ce qui a été défini par *Andrews et al.* [1987] comme l'atmosphère moyenne. En particulier, l'influence de la surface terrestre ainsi que celle des effets liés au changement de phase de l'eau, et la libération de chaleur latente associée peuvent y être négligés, à la différence de la troposphère. Au-delà de 100 km, la densité d'air devient si faible que le transport est dominé par les interactions moléculaires à petite échelle, rendant l'utilisation de la mécanique des fluides à grande échelle inapplicable. De plus, dans les plus hautes couches atmosphériques, l'ionisation des espèces augmentant avec l'altitude, du fait d'un rayonnement solaire ultraviolet de moins en moins filtré et d'une densité d'air de plus en plus faible, il est nécessaire de tenir compte des effets électromagnétiques ou même magnétohydrodynamiques. Dans ce mémoire, on se focalisera sur l'étude de la stratosphère où l'air peut-être considéré homogène (ou *well-mixed*) aux petites échelles et électriquement neutre [*Haynes*, 2005].

I.2 L'ozone stratosphérique

L'ozone est un composant minoritaire de l'atmosphère, dont 90% se situe dans la région stratosphérique nommée couche d'ozone. Dans cette couche, l'ozone peut atteindre une concentration maximale de 7×10^{12} molécules par cm^3 d'air (figure 1.2). Elle se situe autour de 18 km d'altitude aux pôles et 25 km dans la zone intertropicale. L'origine de la couche d'ozone provient de l'absorption d'une grande partie du rayonnement électromagnétique solaire dans l'ultraviolet (continuum de Hartley entre 200 et 300 nm et bande de Huggins entre 300 et 350 nm) et en moindre importance dans le visible (bande de Chappuis entre 450 et 650 nm). Ce phénomène d'absorption du rayonnement UV permet de protéger la surface terrestre des radiations énergétiques pouvant porter atteinte à la vie dans la biosphère. Par ailleurs, il est responsable du gradient positif de température stratosphérique.

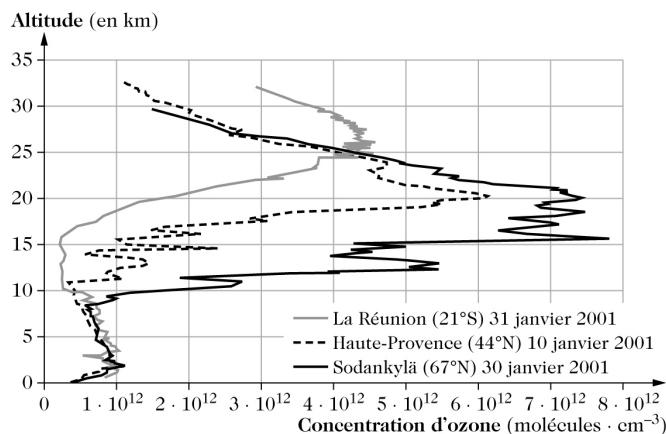


Figure 1.2. Profils verticaux de concentration d'ozone (en molécules· cm^{-3}) mesurés en janvier 2001 en région arctique (noir continu), aux moyennes latitudes (noir discontinu) et en région tropicale (gris continu). D'après *Delmas et al.* [2005].

L’ozone est essentiellement produit dans la stratosphère tropicale, puis transporté jusque dans les régions polaires. Au début des années 1980, les mesures des colonnes d’ozone (en *Dobson Unit* ou DU) au-dessus de la base Halley Bay située en Antarctique, ont révélé la présence d’un « trou d’ozone » [Farman *et al.*, 1985]. Ce bouleversement a contribué à l’intérêt croissant porté par les scientifiques sur les mécanismes dynamiques et chimiques régissant le budget de l’ozone stratosphérique.

I.2.1 Le cycle de Chapman

La chimie de l’ozone stratosphérique est régie par des réactions de production et destruction dominées principalement par des interactions entre le rayonnement et les molécules d’air. Le premier mécanisme réactionnel photochimique de l’ozone stratosphérique fut proposé par *Chapman* [1930], qui montre que la source d’ozone provient de la photodissociation des molécules de dioxygène O_2 par le rayonnement UV suivie de la recombinaison d’un radical oxygène avec une molécule de dioxygène :



où M est une molécule d’air non réactive. La réaction R.1.2, exothermique, contribue à l’échauffement dans la stratosphère.

Cette production d’ozone est balancée par les réactions de destruction photolytique suivantes :



La molécule d’ozone peut donc être détruite par réaction avec l’oxygène atomique pour former du dioxygène (R.1.6) ou par photodissociation (R.1.3 et 1.5). Par ailleurs, si le rayonnement est suffisamment énergétique ($\lambda < 310 \text{ nm}$), la photodissociation de l’ozone (R.1.3) conduit à la production d’un atome d’oxygène excité $O(^1D)$ qui retourne rapidement à son état fondamental $O(^3P)$ via la réaction R.1.4.

Néanmoins, le mécanisme réactionnel de Chapman seul, ne parvient pas à expliquer les quantités d’ozone mesurées dans la stratosphère, qui sont en réalité bien plus faibles que celles prédites par ce cycle. Il a été par la suite découvert que l’ozone n’était pas seulement détruit par l’oxygène atomique, et qu’il fallait tenir compte de cycles catalytiques de destruction.

I.2.2 Les cycles catalytiques de destruction de l'ozone

Les cycles catalytiques de destruction impliquent de nombreuses espèces dont l'hydrogène atomique [Bates and Nicolet, 1950], les oxydes d'azote [Crutzen, 1970] et les halogènes (Cl, Br, I et F). Molina and Rowland [1974] ont identifié les chlorofluorocarbures (CFCs) d'origine anthropique comme une source majeure d'espèces chlorées dans la stratosphère et participant activement à la destruction d'ozone. Les cycles catalytiques de destruction de l'ozone ont la forme générale suivante :



où l'espèce X correspond au catalyseur qui accélère la vitesse du cycle, récupéré intact à la fin du cycle. Les espèces X (XO) correspondent aux radicaux OH, NO, Cl et Br (HO₂, NO₂, ClO et BrO).

Les processus chimiques relatifs à la destruction de l'ozone ne sont pas détaillés dans ce manuscrit car n'en sont pas l'objet. Néanmoins, il est important de noter que la destruction principale de l'ozone a lieu lors des printemps polaires (boréal et austral) au sein du vortex polaire qui constitue un réacteur chimique très efficace. Durant l'hiver polaire, des nuages stratosphériques polaires (PSCs pour *Polar Stratospheric Clouds*) se forment au sein du vortex polaire lorsque celui-ci est suffisamment froid. Des réactions chimiques hétérogènes ont lieu à la surface des PSCs, permettant l'activation des espèces réservoir de chlore en espèces réactives. Puis, au retour de l'ensoleillement, ces espèces actives sont photodissociées et agissent alors comme catalyseur lors des cycles catalytiques de destruction de l'ozone. Les avancées majeures sur ces thématiques ont fait l'objet de nombreux articles dans la revue *Nature* [Solomon et al., 1986 ; Brasseur et al., 1990].

I.3 Les principaux régimes de circulation dans la stratosphère

Du fait du gradient vertical de température positif dans la stratosphère, les mouvements verticaux y sont très faibles (cf partie I.1). Dans l'hypothèse d'une absence de forçage extérieur, la stratosphère serait très proche de l'équilibre radiatif et par conséquent l'écoulement serait majoritairement zonal tandis, que la circulation méridienne serait négligeable [Shepherd, 2007]. En réalité, d'importants écarts à l'équilibre radiatif dans la stratosphère sont provoqués principalement par la propagation depuis la troposphère d'ondes transférant du moment angulaire et de l'énergie. Ce transfert de moment angulaire est alors compensé/équilibré par la force de Coriolis produisant des déplacements latitudinaux de

masses d'air. La distribution méridienne de température dans la stratosphère résulte donc de l'équilibre entre le bilan radiatif et le transport induit par les ondes [Kirgis, 2008]. Dans cette section, les différents aspects relatifs à la circulation horizontale dans la stratosphère sont détaillés.

I.3.1 La circulation zonale

La circulation zonale est étroitement liée à la distribution de température qui est elle-même dépendante du chauffage radiatif. Celui-ci, exprimé en K/jour, provient essentiellement dans la stratosphère de l'absorption des rayonnements ultraviolets par l'ozone [Brasseur and Solomon, 2005]. À l'inverse, le refroidissement radiatif est du à l'émission de rayonnement infrarouge associé aux espèces présentant des raies rovibrationnelles intenses comme le dioxyde de carbone (CO_2), la vapeur d'eau (H_2O) et l'ozone (O_3). Le taux de chauffage radiatif net varie donc fortement en fonction des saisons, avec un maximum de chauffage au pôle en été, où l'ensoleillement est maximal et l'absorption par l'ozone prévaut. Au pôle en hiver, durant la nuit polaire, l'absence d'ensoleillement induit la domination du refroidissement radiatif par le rayonnement infrarouge.

La relation entre la distribution de température et la circulation zonal est un résultat découlant de l'approximation géostrophique, qui précise qu'en l'absence de frottements et en dehors des zones tropicales, le vent résulte de l'équilibre entre le gradient de pression et la force de Coriolis. Les équations générales du mouvement peuvent alors être simplifiées permettant d'exprimer le vent géostrophique (en $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) :

$$\vec{V}_g = \frac{1}{f} \vec{k} \wedge \vec{\nabla}_p \Phi \quad (1.1)$$

où $f = 2\Omega \sin\varphi$ est le paramètre de Coriolis, correspondant à composante verticale du vecteur rotation de la Terre et s'exprimant en $\text{rad}\cdot\text{s}^{-1}$. Le vecteur \vec{k} est le vecteur vertical unitaire porté par la verticale locale et l'opérateur nabra $\vec{\nabla}_p$ est le gradient sur des surfaces à pression constante.

Le terme Φ désigne le géopotentiel exprimé de la manière suivante :

$$\Phi = \int_0^h g dz \quad (1.2)$$

où g est l'accélération de pesanteur et z l'altitude. Il correspond au travail requis pour élever une unité de masse depuis le niveau de la mer jusqu'à l'altitude h .

Notons par ailleurs qu'en divisant l'équation (1.2) par g_0 , constante de gravité au niveau moyen de la mer, on obtient la hauteur (ou l'altitude) du géopotentiel Z . Pour un niveau de pression donné, l'altitude géopotentielle correspond à l'altitude, par rapport au niveau de la mer, de ce niveau de pression. Cette grandeur est notamment très utile pour localiser les cellules cycloniques et anticycloniques, correspondant respectivement à une altitude géopotentielle basse et haute.

L'équation du vent géostrophique (1.1), montre que les vents stratosphériques soufflent, approximativement, parallèlement aux contours de géopotentiel et sont d'autant plus forts que le gradient de géopotentiel est important. On peut exprimer le géopotentiel à partir de l'équation d'approximation hydrostatique :

$$d\Phi = -RTd \ln(p) \quad (1.3)$$

où R est la constante des gaz parfaits exprimée en $\text{J}\cdot\text{K}\cdot\text{mol}^{-1}$, et T la température exprimée en K.

Si l'équation 1.1 est différenciée en fonction de la pression puis intégrée entre les surfaces de pression constante p_0 et p_1 (avec $p_0 > p_1$), on obtient l'équation du vent thermique,

$$\vec{V}_T = \frac{R}{f} \ln\left(\frac{p_0}{p_1}\right) \vec{k} \wedge \vec{\nabla}_p \bar{T} \quad (1.4)$$

où \bar{T} est la température moyenne dans la couche entre p_0 et p_1 . Cette équation statue que le cisaillement vertical du vent horizontal est proportionnel au gradient de température horizontal.

Dans la stratosphère, le gradient de température le long des méridiens est beaucoup plus prononcé que le gradient le long des parallèles. L'équation (1.4) montre bien que le vent résultant est dominé par la composante zonale. Par exemple, dans l'hémisphère nord en hiver, le gradient méridien de température étant négatif, le vent thermique résultant est dirigé vers l'est. En revanche en été, le gradient de température étant inverse, le vent est dirigé vers l'ouest.

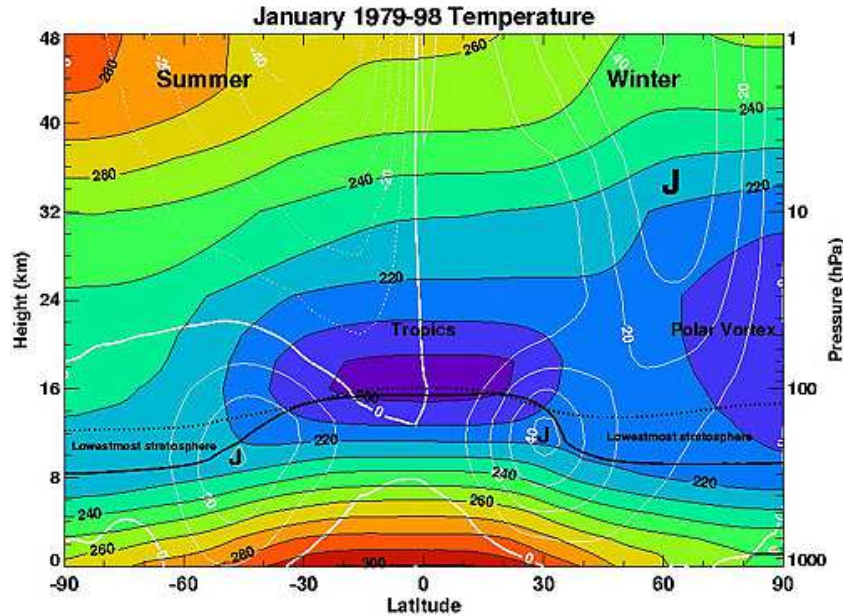


Figure 1.3. Moyenne zonale des champs de température et de vitesse du vent zonal en fonction de l'altitude pour les mois de janvier, moyennés de 1979 à 1998. Les contours blancs continus (pointillés) indiquent la vitesse des vents (en $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) d'ouest (d'est) par pas de $10 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$. Les contours pleins indiquent la valeur de la température (en K) par pas de 10 K. D'après Cordero *et al.* [http://www.ccpo.odu.edu/~lizsmith/SEES/ozone/oz_class.htm].

La circulation zonale est illustrée sur la figure 1.3 ainsi que la distribution de température. Elle est conventionnellement positive pour les vents d'ouest et négative pour les vents d'est. Dans la moyenne et haute stratosphère, le gradient de température est négatif depuis le pôle été vers le pôle hiver. Un fort courant d'ouest (vent positif) est observé dans l'hémisphère nord, centré vers 60°N dans la moyenne et haute stratosphère. Il est communément nommé *polar night jet* (ou PNJ, acronyme anglais pour désigner le courant jet de la nuit polaire). Le PNJ matérialise la frontière entre les moyennes latitudes et le vortex polaire, où des températures très faibles sont relevées. À l'inverse, le pôle estival est dominé dans la moyenne et haute stratosphère par une circulation d'est. On parle alors de la circulation anticyclonique d'été. Dans la basse stratosphère, la situation est différente car l'ensemble des deux hémisphères est dominé par une circulation d'ouest avec, en particulier, la présence du courant jet subtropical localisé à l'interface entre la troposphère et la stratosphère et centré vers 30-40°N. La distribution de température montre aussi l'existence d'une région très froide centrée à 16 km d'altitude, au-dessus de l'équateur.

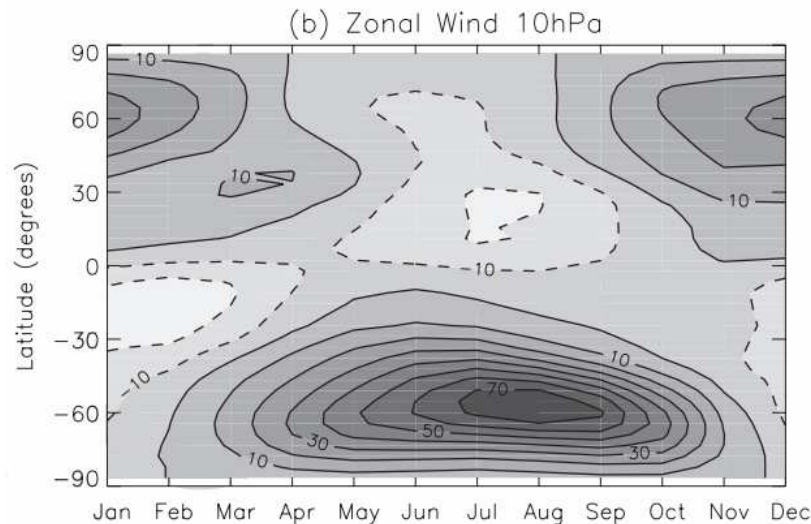


Figure 1.4. Évolution au cours de l'année de la moyenne zonale du vent zonal ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) en fonction de la latitude à 10 hPa (environ 31 km) sur la base de données climatologiques. D'après *Waugh and Polvani* [2010].

La figure 1.4 illustre l'évolution saisonnière de la circulation zonale dans la moyenne stratosphère à 10 hPa (environ 31 km). Dans l'hémisphère nord, la cellule d'ouest, caractéristique du vortex polaire, commence à se former au cours du mois d'août puis s'intensifie progressivement jusqu'au début du mois de janvier, atteignant un maximum climatologique d'environ $30 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$. La circulation d'ouest décroît alors progressivement jusqu'au mois d'avril où le régime anticyclonique d'été, de moindre intensité, prend place. Dans l'hémisphère sud, la même oscillation, déphasée d'environ six mois est détectée. Néanmoins, la vitesse du vent dans le PNJ atteint des vitesses climatologiques jusqu'à deux fois supérieures ($70 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$) et le régime d'ouest persiste environ dix mois, la durée du régime d'été étant nettement plus courte que dans l'hémisphère nord. Cette figure permet de souligner l'importante dissymétrie qui existe entre la circulation zonale de l'hémisphère nord

et celle de l'hémisphère sud, qui montre que la stratosphère n'est pas à l'équilibre radiatif, et qu'en particulier, le vortex polaire boréal est plus perturbé que le vortex austral. Cela est une conséquence directe de la propagation d'ondes planétaires qui sera détaillée dans la section prochaine.

I.3.2 La circulation méridienne

Les premières évidences de circulation méridienne ont été apportées par *Brewer* [1949] puis *Dobson* [1956] à l'aide de mesures de vapeur d'eau et d'ozone. Depuis, de nombreux instruments, mesurant différentes espèces à longue durée de vie ont été développés, et ont permis d'affiner la compréhension des phénomènes de transport méridien dans la stratosphère.

I.3.2.1 Les traceurs

Pour évaluer le transport et les phénomènes de mélange dans l'atmosphère, il est nécessaire de pouvoir suivre des quantités qui disposent d'une durée de vie conséquente et dont les sources et les puits sont identifiés. Il peut s'agir aussi bien des espèces chimiques à l'état de traces (traceurs) que des quantités se conservant calculées à partir des grandeurs météorologiques.

I.3.2.1.1 Les espèces chimiques à longue durée de vie

Le diagramme présenté sur la figure 1.5 montre le temps de vie dans l'atmosphère de différentes espèces chimiques et l'échelle de répartition spatiale correspondante, c'est-à-dire la distance potentiellement parcourue par ces molécules avant qu'elles ne soient transformées. Pour les espèces telles que OH ou HO₂ qui sont des radicaux très réactifs, la durée de vie est de l'ordre de la seconde. Il n'est donc pas possible de suivre l'évolution de ces espèces d'un point de vue dynamique. En revanche, les espèces telles que le méthane (CH₄) ou le protoxyde d'azote (N₂O) disposent d'une durée de vie chimique de l'ordre de plusieurs dizaines d'années et peuvent ainsi parcourir plusieurs milliers de kilomètres avant d'être transformées.

Ces gaz émis depuis le sol sont d'excellents traceurs dans la stratosphère où ils disposent d'une distribution spécifique. Ils ont en outre été utilisés pour examiner les échanges de masses d'air en fonction de la latitude dans la stratosphère à l'aide de mesures ballons et spatiales [*Herman et al.*, 1998 ; *Michelsen et al.*, 1998 ; *Huret et al.*, 2006]. Ces espèces sont mesurées par de nombreux instruments spatiaux, ce qui permet d'en avoir une bonne couverture globale.

Notons par ailleurs, que la durée de vie des espèces chimiques dépend de l'altitude et de la latitude, la photochimie étant plus ou moins active. Par exemple, l'ozone a une durée de vie de l'ordre de plusieurs mois dans la troposphère tandis qu'elle chute à seulement quelques jours dans la moyenne stratosphère [*Brasseur and Solomon*, 2005].

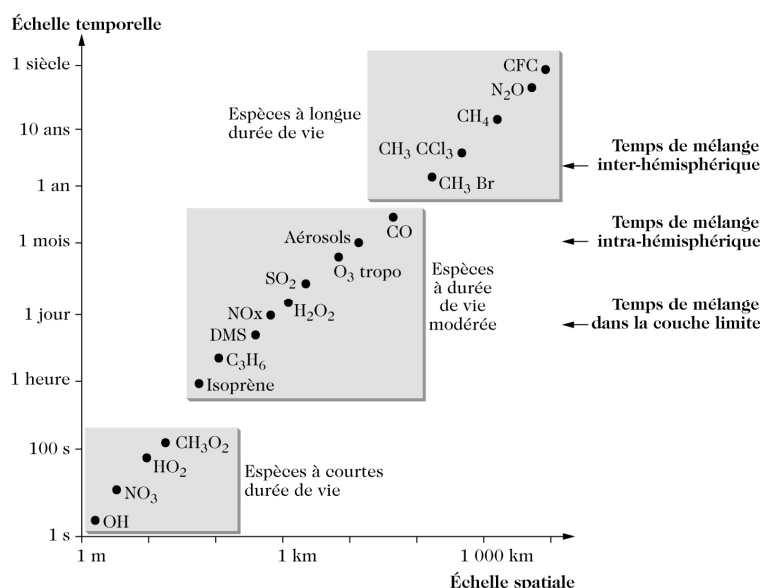


Figure 1.5. Durée de vie de différentes espèces chimiques dans l'atmosphère. D'après Delmas *et al.* [2005].

Au cours de ce travail de thèse, les traceurs N_2O et H_2O ont été utilisés pour l'étude du transport méridien dans la stratosphère et le CO et l' O_3 ont été utilisés pour l'étude des échanges troposphère/stratosphère. Leurs distributions spatiales sont détaillées par la suite.

- Distribution de N_2O et H_2O

La figure 1.6 montre les distributions en coupe latitude/pression de H_2O et N_2O dans la stratosphère et l'hémisphère nord. Dans la stratosphère, la durée de vie de la vapeur d'eau est de l'ordre de plusieurs années [Zahn *et al.*, 2006] et de ce fait, elle constitue un excellent traceur dynamique. Le minimum de températures au voisinage de la haute tropopause tropicale (cf figure 1.3) provoque une importante déshydratation des masses d'air, limitant ainsi l'entrée de la quantité de vapeur d'eau dans la stratosphère. Une fois dans la stratosphère, la quantité de vapeur d'eau augmente progressivement par la réaction d'oxydation du méthane (CH_4) [Le Texier *et al.*, 1988]. La vapeur d'eau (figure 1.6, gauche) présente donc un minimum dans la basse stratosphère tropicale (dans la gamme de pression [100 ; 50] hPa), puis croît progressivement dans les plus hautes couches. Elle affiche également un gradient méridien positif (allant des faibles concentrations aux tropiques vers les fortes concentrations en région arctique).

À l'inverse de la vapeur d'eau, la distribution du protoxyde d'azote (figure 1.6, droite) présente un maximum au-dessus de la haute tropopause tropicale, puis décroît graduellement dans les hautes couches où il est progressivement photodissocié. Le protoxyde d'azote affiche quant à lui un gradient méridien négatif. Les gradients méridiens prononcés de la vapeur d'eau et du protoxyde d'azote et leur longue durée de vie dans la stratosphère font de ces espèces des traceurs pertinents pour l'analyse des échanges de masses d'air entre les basses et les hautes latitudes. Notons enfin que la forme de leur distribution (figure 1.6) est contrôlée par la circulation méridienne à grande échelle, détaillée dans le paragraphe I.3.2.2.

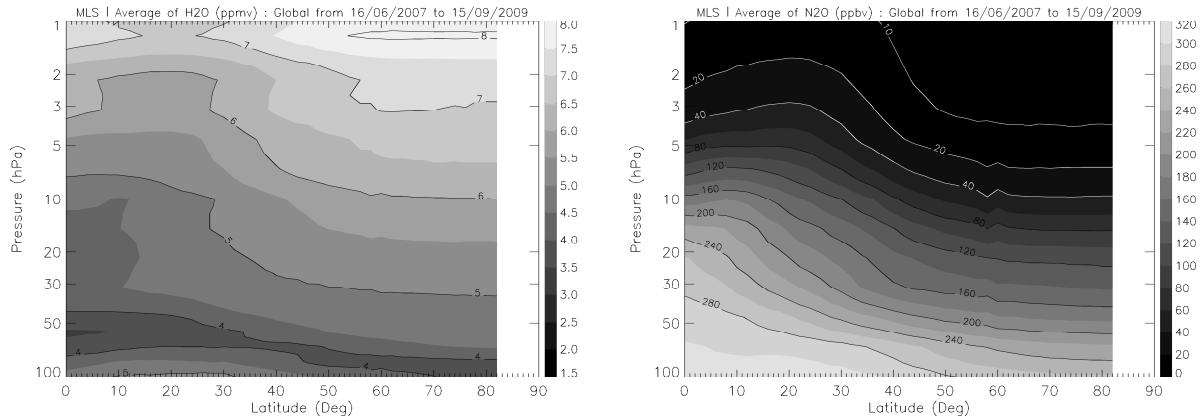


Figure 1.6. Moyennes zonales dans l'hémisphère nord, entre le 16 juin et le 15 septembre, des rapports de mélange (gauche) de vapeur d'eau (en ppmv) et (droite) de protoxyde d'azote (en ppbv) mesurés par l'instrument satellitaire MLS durant la période 2007-2009.

- Distribution de CO et O₃ et corrélations

Les corrélations entre traceurs fournissent aussi un excellent diagnostic des phénomènes de transport et de mélange. La figure 1.7 montre la distribution de rapports de mélange d'ozone qui présente un maximum (minimum) dans la stratosphère (troposphère). À l'inverse, la distribution de monoxyde de carbone (CO) montre que les rapports de mélange sont importants dans la troposphère, où le CO est émis, et chutent fortement dans la stratosphère. Par conséquent, les corrélations entre l'ozone et le CO ont été très souvent utilisées pour étudier les échanges entre la troposphère et la stratosphère [Hoor *et al.*, 2002 ; Brioude *et al.*, 2006 ; Krysztofiak *et al.*, 2012].

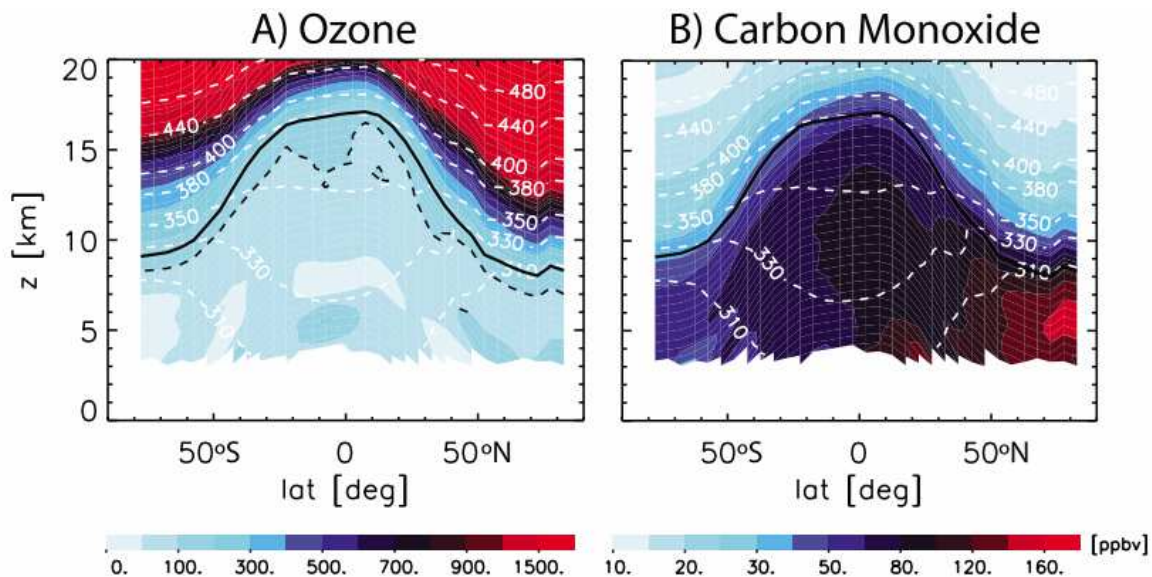


Figure 1.7. Moyennes zonales en décembre-février des rapports de mélange (a) d'ozone et (b) de monoxyde de carbone mesurés par l'instrument satellitaire ACE-FTS durant la période 2004-2008. La position de la tropopause (thermique) est représentée par la ligne noire. Les contours pointillés blancs indiquent la distribution de la température potentielle (cf. §I.3.2.1.2). D'après Gettelman *et al.* [2011].

I.3.2.1.2 La vorticité potentielle

La vorticité potentielle (ou tourbillon potentiel de Ertel) est une quantité qui a été utilisée à de maintes reprises pour l'étude de phénomènes de transport. Avant d'en donner l'expression, il est nécessaire d'introduire la température potentielle θ (exprimée en K) :

$$\theta = T \left(\frac{p_{ref}}{p} \right)^{R/c_p} \quad (1.5)$$

où T , p , p_{ref} , R et c_p correspondent, respectivement, à la température (K), la pression (hPa), la pression standard (1000 hPa), la constante des gaz parfaits ($\text{J}\cdot\text{mol}^{-1}\cdot\text{K}^{-1}$) et la chaleur massique à pression constante ($\text{J}\cdot\text{mol}^{-1}\cdot\text{K}^{-1}$), respectivement. Le rapport R/C_p est égal à 0,286.

La température potentielle d'une masse d'air est la température qu'elle aurait si elle était ramenée de manière adiabatique jusqu'au niveau de pression p_0 . En effet, la plupart des mouvements atmosphériques peuvent être considérés comme des mouvements adiabatiques sur de courtes échelles de temps : quelques jours dans la troposphère en l'absence de phénomènes convectifs et jusqu'à 10 à 20 jours dans la stratosphère. Cette grandeur est très utilisée dans la stratosphère où la température potentielle augmente avec l'altitude, traduisant sa grande stabilité verticale. En d'autres termes, les mouvements de masses d'air dans la stratosphère s'effectuent principalement le long des surfaces de température potentielle constante, sans échange de chaleur avec le milieu extérieur.

La vorticité potentielle, nommé PV pour *potential vorticity*, s'exprime de la manière suivante :

$$PV = g \left\{ \left(\frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} \right)_\theta + f \right\} \left| \frac{\partial \theta}{\partial p} \right| \quad (1.6)$$

où g , f , v et u sont, respectivement, l'accélération de pesanteur ($\text{m}\cdot\text{s}^{-2}$), le paramètre de Coriolis (s^{-1}), la vitesse du vent méridien et la vitesse du vent zonal ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$). L'unité de la PV communément utilisée est le PVU (*Potential Vorticity Units*) tel que $1 \text{ PVU} = 1 \times 10^{-6} \text{ K}\cdot\text{m}^2\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{kg}^{-1}$.

La PV correspond en réalité au produit du rotationnel du vent horizontal additionné au paramètre de Coriolis (terme entre crochets correspondant à la vorticité absolue) par la stabilité verticale exprimée comme la dérivée partielle de la température potentielle θ par rapport à pression p . En l'absence de frottements et de processus diabatiques, la vorticité potentielle est conservée lors du transport isentrope ; elle permet alors d'identifier et de suivre le déplacement d'une masse d'air. Dans la basse stratosphère, la PV se conserve durant une dizaine de jours [Orsolini, 1995]. La démonstration de la conservation de la vorticité potentielle au cours du transport isentrope est fournie dans l'annexe A. Par ailleurs, une discussion approfondie sur l'utilisation de la PV et sa conservation est développée dans l'article de Haynes and McIntyre [1990].

La figure 1.8 illustre la distribution de la vorticité potentielle en coupe latitude/pression. À partir de la tropopause et dans la stratosphère, la stabilité verticale augmente très fortement. Par conséquent, la vorticité potentielle a une valeur beaucoup plus

importante dans la stratosphère que dans la troposphère plus instable où la valeur de la vorticité potentielle est généralement inférieure à 1 PVU. En utilisant cette propriété, *Reed* [1955] a introduit la notion de tropopause dynamique basée sur un seuil de vorticité potentielle qui varie entre 1,5 à 2 PVU (figure 1.8, contour vert pointillé). Cette quantité est donc très utile pour différencier les masses d'air troposphériques des masses d'air stratosphériques.

Du fait de l'intervention du paramètre de Coriolis dans l'équation de la vorticité potentielle (1.6), lui-même proportionnel au sinus de la latitude, la valeur absolue de la vorticité potentielle augmente fortement à mesure que l'on se déplace vers les régions polaires. Réciproquement, la valeur de la vorticité potentielle est, quelque soit l'altitude considérée, très proche de 0 au voisinage de l'équateur où le paramètre de Coriolis est nul (figure 1.8). Cette propriété de fort gradient méridien de la vorticité potentielle est très utile pour analyser le transport horizontal dans la stratosphère.

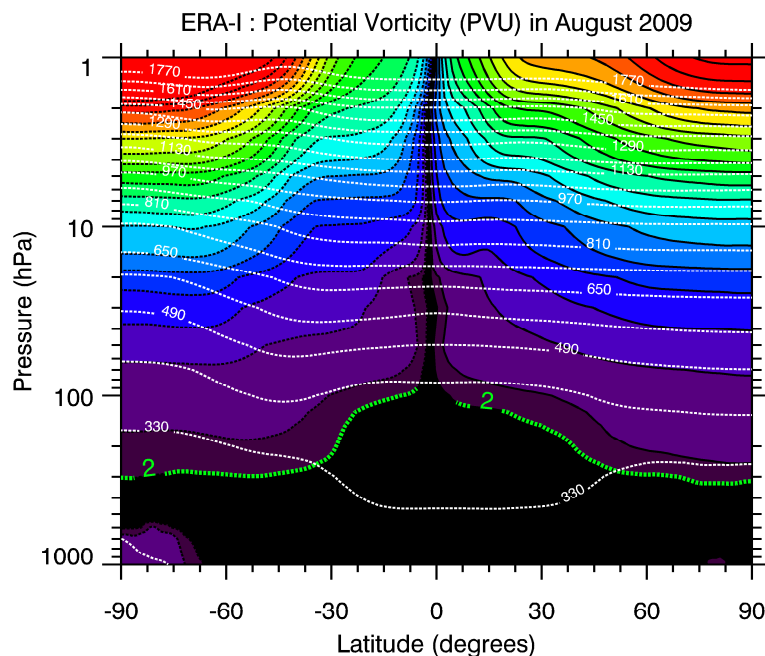


Figure 1.8. Moyenne zonale, en août 2009, de la valeur de la vorticité potentielle (en PVU) en fonction de la latitude et de la pression. Les contours pointillés blancs indiquent la distribution de la température potentielle. Le contour pointillé vert indique la position de la valeur de PV égale à 2 PVU, définissant la tropopause dynamique.

Danielsen [1968] fut l'un des premiers auteurs à montrer la relation existante entre la PV et les traceurs chimiques en étudiant une foliation de tropopause (injection d'air stratosphérique dans la troposphère). *McIntyre and Palmer* [1983] utilisèrent pour la première fois la PV afin d'étudier la dynamique du vortex polaire. Depuis, de nombreux articles sont parus en utilisant ce diagnostic pour identifier les mécanismes de transport dans la stratosphère et les échanges troposphère/stratosphère.

I.3.2.2 La circulation de Brewer-Dobson

La circulation méridienne moyenne, ou circulation de Brewer-Dobson, est illustrée sur la figure 1.9 à l'aide de la distribution en latitude et altitude du traceur CH_4 et en fonction des saisons. La source de méthane est située dans la troposphère tandis que ses puits se trouvent

dans la stratosphère par réaction d'oxydation avec les radicaux OH et les atomes d'oxygène. Les contours de rapport de mélange de méthane dans la stratosphère ont une altitude plus élevée en région tropicale, indiquant la branche ascendante de la circulation de Brewer-Dobson. En région polaire, les contours s'affaissent avec l'altitude, indiquant, à l'inverse, la branche descendante de la circulation de Brewer-Dobson. Aux mois de janvier et juillet, correspondant respectivement à l'hiver boréal et austral, la subsidence dans la région du pôle d'hiver est très intense comme l'indique le fort gradient vertical de méthane. À l'inverse, le transport vertical au pôle d'été dans la moyenne stratosphère est très faible. Dans la haute stratosphère et la mésosphère, le pôle d'été est marqué par des mouvements ascendants relativement forts. Le mois de mars correspond approximativement à la période de formation du vortex polaire austral et de destruction du vortex polaire boréal, et inversement pour le mois d'octobre. Durant ces périodes, la subsidence domine les régions polaires, bien que l'intensité soit inférieure à celle des hivers polaires.

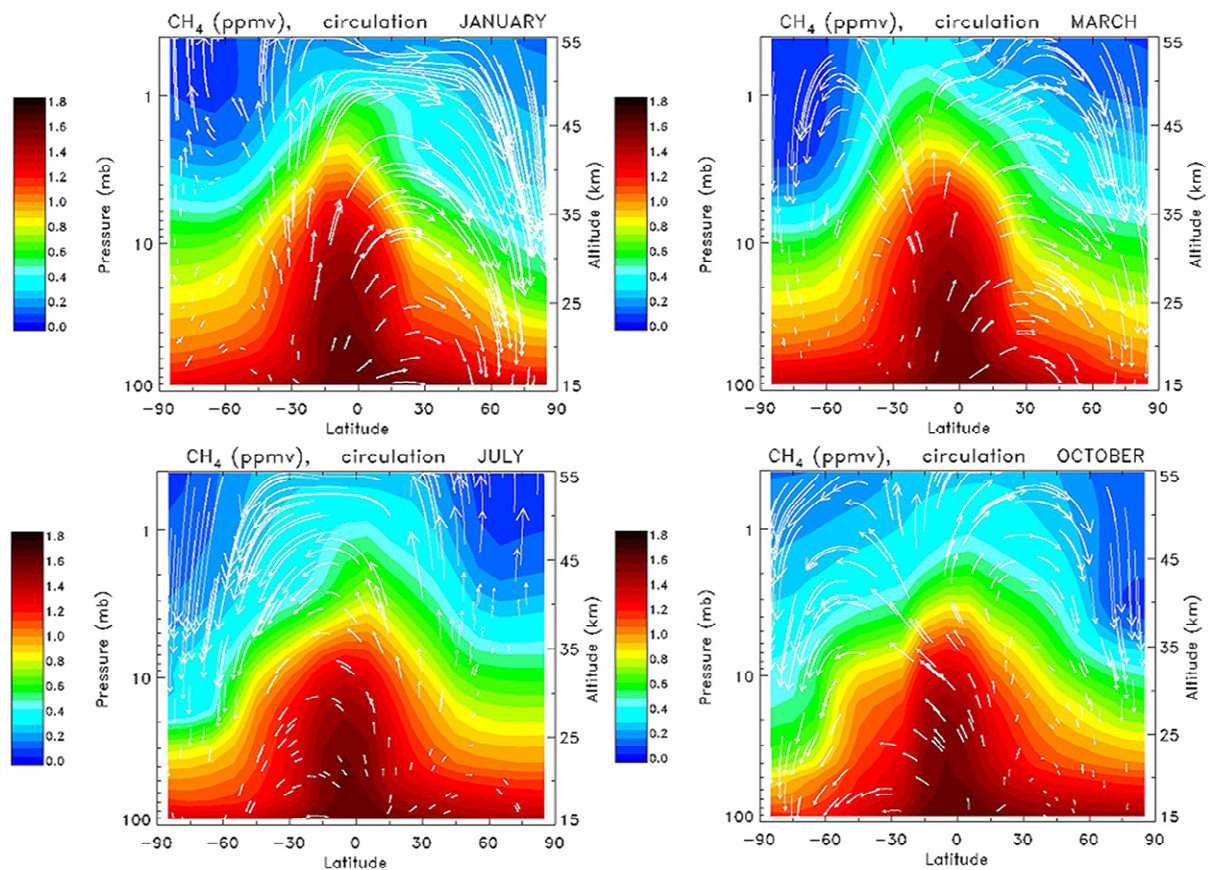


Figure 1.9. Distribution de la moyenne zonale des rapports de mélanges de méthane (en ppmv) en fonction de la latitude et de la pression pour les mois de janvier, mars, juillet et octobre. Les flèches blanches matérialisent le transport des constituants. D'après *Cordero et al.* [http://www.ccpo.odu.edu/~lizsmith/SEES/ozone/oz_class.htm].

La figure 1.9 révèle par ailleurs une asymétrie du gradient méridien de méthane en fonction de l'hémisphère et de la saison considérée. Les graphes de janvier et mars montrent un très fort gradient méridien de méthane autour de 30°N dans l'hémisphère nord, matérialisant la barrière dynamique stratosphérique entre la région intertropicale (nommée

aussi « *tropical pipe* ») et les moyennes latitudes. Cette barrière dynamique limite fortement les échanges de masses d'air entre les tropiques et les moyennes latitudes. En octobre, vers 60°N, le gradient méridien s'intensifie à nouveau, indiquant la présence d'une barrière dynamique entre les moyennes latitudes et le pôle, correspondant au bord du vortex polaire. Ainsi, peu d'échanges entre les moyennes latitudes et les pôles ont lieu durant l'hiver, ce qui est la cause dynamique principale de la formation du trou d'ozone.

- La circulation induite par les ondes

La zone des moyennes latitudes, où le gradient méridien des rapports de mélange des traceurs est le plus faible (figure 1.9), est appelée « zone de surf » ou *surf zone* [McIntyre and Palmer, 1984]. L'existence de la zone de surf provient du phénomène de déferlement d'ondes planétaires responsable de la circulation induite par les ondes (ou *wave-driven circulation*) schématiquement représentée sur la figure 1.10. Le déferlement d'ondes planétaires aux moyennes latitudes du pôle hiver entraîne un pompage (ou *extratropicale pump* [Holton et al., 1995]) à grande échelle, permettant le transport des constituants depuis les basses vers les hautes latitudes à travers la zone de surf. En effet, durant leur déferlement, la dissipation des ondes conduit à un phénomène d'entraînement dans la direction opposée à l'écoulement d'ouest. La force de Coriolis compense alors cet entraînement en induisant des mouvements méridiens dirigés vers le pôle. Le faible gradient méridien de traceurs aux moyennes latitudes résulte des phénomènes de mélanges de masses d'air provoqués par le déferlement de ces ondes planétaires. La circulation de Brewer-Dobson est donc le résultat des effets cumulés du chauffage radiatif (ascendance ou subsidence lentes aux tropiques et aux pôles) et du pompage par les ondes planétaires entraînant le transport méridien. L'intensité de la circulation de Brewer-Dobson est estimée en calculant l'âge moyen de l'air [Waugh and Hall, 2002]. Pour donner un ordre de grandeur, le cycle complet présente une durée d'environ 5 ans [Schmidt and Khedim, 1991]

La comparaison des distributions de rapport de mélange du méthane (figure 1.12) en fonction de l'hémisphère montre que dans l'hémisphère sud, le gradient méridien durant l'hiver vers 60°N est plus fort que dans l'hémisphère nord, et le rapport de rapport de mélange de méthane plus faible au sein du vortex polaire. En effet, l'activité ondulatoire est plus faible dans l'hémisphère sud ; ainsi le transport horizontal et les phénomènes de mélange sont moins intenses que dans l'hémisphère nord. De plus, durant la saison estivale, quel que soit l'hémisphère, les gradients méridiens de traceurs n'indiquent plus la présence de la zone de surf et la circulation méridienne est fortement ralentie. Cette observation est une conséquence directe de la diminution drastique de l'activité des ondes planétaires à grande échelle dans l'hémisphère d'été.

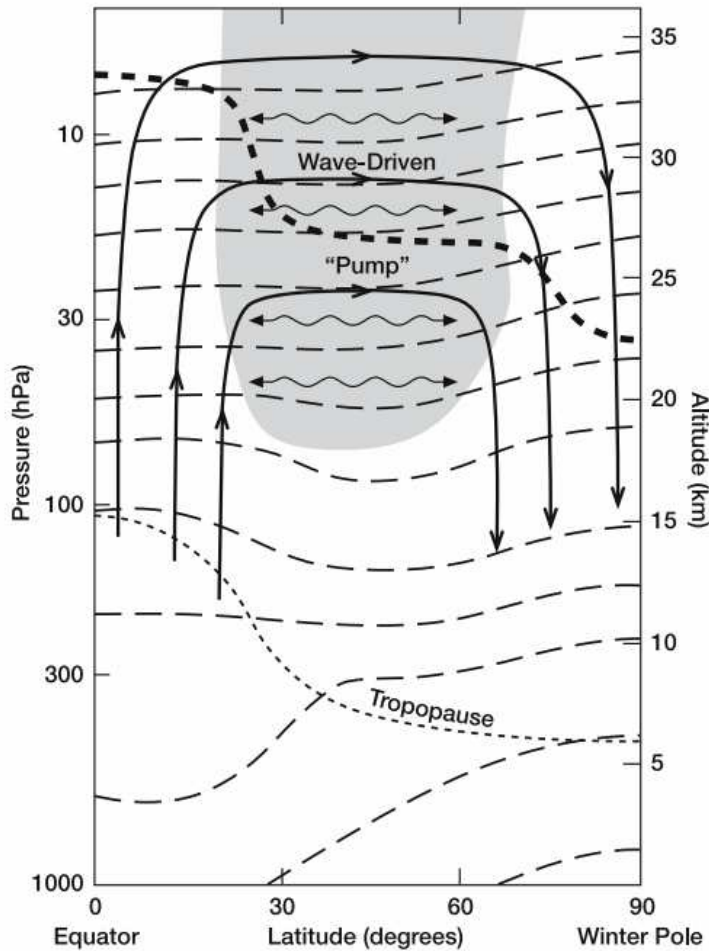


Figure 1.10. Représentation schématique de la circulation induite par les ondes (lignes noires fléchées) dans la stratosphère polaire en fonction de la latitude et de l'altitude. La zone grise indique la zone de surf. Les longs tirets indiquent les surfaces isentropes. La ligne pointillée en gras (fine) représente la surface de rapport de mélange constant d'un traceur à longue durée de vie (la tropopause). D'après *Holton and Alexander* [2000].

I.3.2.3 Les ondes planétaires

Les ondes sont un facteur clé de la compréhension de la dynamique atmosphérique. Elles peuvent être définies comme une perturbation de contours matériels se propageant et dont l'accélération est équilibrée par une force de rappel. Dans le cas des ondes à l'échelle planétaire (ou ondes de Rossby), la force de rappel mise en jeu est la force de Coriolis. Les ondes de Rossby sont une conséquence de la propriété de conservation de la vorticité absolue dans un fluide barotrope (où les surfaces isobares sont parallèles aux surfaces de masse volumique égale) qui s'exprime de la manière suivante :

$$\zeta_a = \zeta + f = cste \quad (1.7)$$

où ζ_a et ζ correspondent, respectivement, au tourbillon absolu et relatif. Cette équation montre que la somme du tourbillon relatif et du paramètre de Coriolis se conserve.

De manière simplifiée, lors d'un déplacement méridien d'une masse d'air, la variation du paramètre de Coriolis f induit une variation du tourbillon relatif pour satisfaire la conservation de la vorticité absolue. Ceci crée des mouvements ondulatoires autour d'un cercle de latitude d'équilibre. Il se forme alors des ondes de Rossby qui se manifestent dans la troposphère par des successions d'anticyclones et de dépressions que l'on observe aisément dans les champs de hauteur géopotentielle aux moyennes latitudes. Ces ondes se propagent vers l'ouest relativement à la circulation zonale moyenne et sont d'amplitude variable. Les

ondes planétaires de plus grande amplitude sont quasi-stationnaires car elles sont créées par des sources de perturbations stationnaires tels les reliefs à grande échelle (chaînes montagneuses) et les contrastes thermiques terre-mer.

Les ondes planétaires de plus grande longueur d'onde se propagent depuis la troposphère vers la stratosphère où elles jouent un rôle majeur. *Charney and Drazin* [1961] ont montré que pour que des ondes planétaires puissent se propager verticalement dans la stratosphère, il est nécessaire que leur échelle horizontale soit suffisamment étendue et que la circulation soit d'ouest. Par conséquent, les ondes planétaires de grande amplitude ne peuvent se propager dans la moyenne stratosphère que durant l'hiver. En pratique, le théorème de Charney-Drazin est satisfait dans la moyenne stratosphère, seulement pour les ondes de nombre d'onde 1 à 3. Dans la basse stratosphère en revanche, une extension des systèmes ondulatoires troposphérique de nombre d'onde 5 à 15 peut être observé.

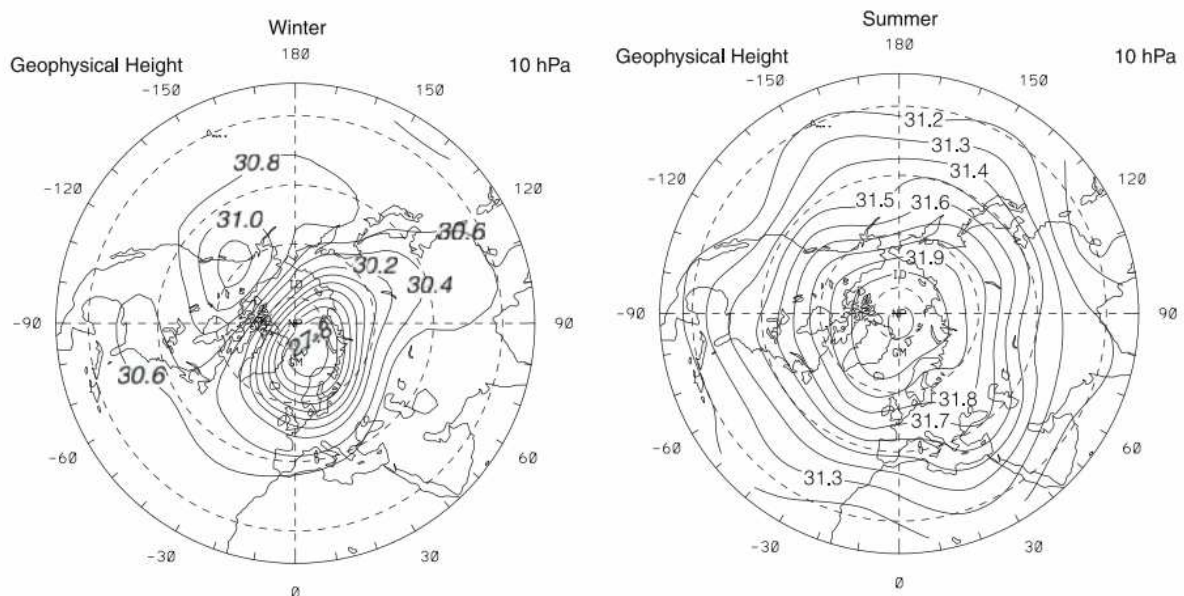


Figure 1.11. Champs d'altitude géopotentielle (en km) calculés à 10 hPa dans l'hémisphère nord le 18 février 1999 (gauche) et le 9 juillet 1999 (droite). D'après *Brasseur and Solomon* [2005].

Sur la figure 1.11, la carte de gauche illustre la présence d'une onde de Rossby de nombre d'onde $k=1$ durant l'hiver, caractérisée par une cellule cyclonique à grande échelle centrée au nord de l'Europe (vortex polaire) et une cellule anticyclonique située au dessus de l'océan pacifique nord. Durant l'été (carte de droite), les champs d'altitude géopotentielle montrent la présence d'un anticyclone très étendu centré et quasi-symétrique autour du pôle nord. Cette figure souligne bien l'absence d'ondes planétaires de grande échelle durant l'été dans la moyenne stratosphère. Par ailleurs, il a été constaté précédemment une asymétrie dans les champs de traceurs en fonction de l'hémisphère considéré. La plus faible propagation des ondes planétaires dans la stratosphère australe en hiver est due principalement à la présence plus faible de surfaces continentales [*van Loon and Jenne*, 1972].

Dans la stratosphère, les ondes interagissent avec l'environnement en transférant de l'énergie et du moment cinétique, ce qui éloigne considérablement la stratosphère de son état

d'équilibre radiatif [Waugh and Polvani, 2010]. Pour comprendre et décrire l'interaction des ondes avec l'écoulement, il a fallu développer un formalisme mathématique adéquat. Parmi les nombreux formalismes existants, le plus communément utilisé est le formalisme TEM (*Transformed Eulerian Mean* ou formalisme Eulérien transformé) décrit en détail dans l'ouvrage de Andrews *et al.* [1987].

I.3.2.4 Le formalisme Eulérien transformé

La recherche d'un formalisme Eulérien transformé a été motivée pour décrire la structure de l'atmosphère moyennée zonale de façon à fournir une séparation du mouvement moyen et de ses fluctuations (*eddies*). Les termes moyennés zonale sont, pour toute quantité atmosphérique $A(\lambda, \varphi, z, t)$, calculés de la manière suivante :

$$\bar{A}(\varphi, z, t) = \frac{1}{2\pi} \int_0^{2\pi} A(\lambda, \varphi, z, t) d\lambda \quad (1.8)$$

où λ, φ, z, t sont respectivement la longitude, la latitude, l'altitude et le temps. La barre dénote la moyenne zonale. Ainsi, la quantité peut être décomposée en un terme moyen \bar{A} et un terme de perturbation A' :

$$A(\lambda, \varphi, z, t) = \bar{A}(\varphi, z, t) + A'(\lambda, \varphi, z, t) \quad (1.9)$$

Dans les approximations quasi-géostrophique et du plan bêta – variation linéaire du paramètre de Coriolis f le long de l'axe y – on obtient l'équation du mouvement suivante [Edmon *et al.*, 1980] :

$$\frac{\partial \bar{u}}{\partial t} - f\bar{v}^* = \frac{1}{\rho_0 a \cos \varphi} \bar{\nabla} \cdot \bar{E} + \bar{F} \quad (1.10)$$

où le terme \bar{v}^* désigne la composante méridienne de la circulation méridienne résiduelle, le vent zonal moyen \bar{u} , \bar{F} est un terme de friction et \bar{E} est le flux d'Eliassen-Palm. La composante méridienne de la circulation méridienne résiduelle est définie par

$$\bar{v}^* = \bar{v} - \frac{\partial}{\partial p} \left(\frac{\overline{v' \theta'}}{\partial \bar{\theta} / \partial p} \right) \quad (1.11)$$

l'apostrophe indiquant la déviation d'une quantité par rapport à sa moyenne zonale et la barre indiquant la moyenne zonale. θ est la température potentielle (équation 1.5).

Les deux composantes du flux d'Eliassen-Palm sont définies de la manière suivante :

$$E_\varphi = -\rho_0 a \cos \varphi \overline{u' v'} \quad (1.12a)$$

$$E_p = \rho_0 a \cos \varphi f \frac{\overline{v' \theta'}}{\partial \bar{\theta} / \partial p} \quad (1.12b)$$

Comme l'ont montré Edmon *et al.* [1980], le flux d'Eliassen-Palm constitue une mesure de la propagation des ondes de Rossby. Sa divergence (équation 1.10) permet d'estimer le forçage induit par les ondes sur l'écoulement moyen. Les composantes E_φ et E_p sont respectivement proportionnelles au flux de moment $\overline{u' v'}$ et au flux de chaleur $\overline{v' T'}$ (où T est la température) qui sont de très bons indicateurs de l'activité ondulatoire [Andrews *et al.*,

1987]. Notons par ailleurs qu'il est possible de filtrer les anomalies ondulatoires par nombre d'onde ($k=1$ à 3 dans la moyenne stratosphère) appliquant un filtre à transformée de Fourier sur les champs de hauteur géopotentielle.

I.4 Filaments et déferlements d'ondes

Lorsque les ondes planétaires atteignent un environnement dans lequel les effets non linéaires ne peuvent plus être négligés, les déferlements d'ondes ont lieu. Dans ce cas, les ondulations réversibles des contours matériels (rapports de mélange de traceurs, vorticité potentielle) décrits par la théorie linéaire des ondes sont remplacées par une déformation rapide et irréversible de ces contours. Ces phénomènes se déroulent au voisinage d'une surface critique le long de laquelle, la vitesse de phase de l'onde c est égale à celle du vent zonal moyen $\langle u \rangle$ [Brasseur and Solomon, 2005]. Ils conduisent alors à la formation de filaments, le long des surfaces isentropes, qui se mélangent ensuite par l'action de la diffusion tendant à homogénéiser les concentrations des espèces chimiques. Ces déferlements sont responsables de la formation de la zone de surf aux moyennes latitudes de la stratosphère moyenne [McIntyre and Palmer, 1983 ; 1984] et permettent ainsi les échanges de masses d'air aux travers des barrières dynamiques subtropicales et polaires.

I.4.1 Observations et modélisations de filaments

Randel *et al.* [1993] ont montré que des déformations à l'échelle planétaire des barrières conduisaient à l'intrusion de langues d'air tropical vers les moyennes latitudes. La figure 1.12 montre un des ces événements ayant lieu dans la moyenne stratosphère durant l'hiver austral à partir des champs de N_2O (en ppbv) où un lobe se détache des latitudes tropicales, conduisant à un mélange irréversible au sein des moyennes latitudes. Cet événement de septembre 1992 fut analysé à l'aide d'un modèle d'advection de contours haute résolution montrant un parfait accord [Waugh, 1993]. Leovy *et al.* [1985] ont montré que ces déferlements avaient un impact significatif sur le transport méridien de l'ozone. Des événements inverses – des moyennes latitudes vers les tropiques – ont aussi été détectés à l'aide de mesures sous ballon stratosphérique [Jost *et al.*, 1998].

Dans l'hémisphère nord, et en particulier au niveau des régions polaires, de nombreux phénomènes de ce type, mettant en jeu des déferlements d'ondes planétaires, ont été observés et modélisés à différentes altitudes et différentes saisons.

Waugh and Plumb [1994a] ont développé un modèle haute résolution d'advection de contour (CAS : *Contour Advection with Surgery*) permettant de suivre le transport de constituants à travers les barrières dynamiques le long de surfaces isentropes. Ce modèle leur a permis de modéliser, d'une part, les déferlements d'ondes conduisant à l'érosion du vortex polaire [Waugh *et al.*, 1994b] en structures filamentaires se déplaçant vers les moyennes latitudes, comme le montre la figure 1.13 ; et d'autre part, les phénomènes tels que l'intrusion d'air des moyennes latitudes à l'intérieur du vortex polaire [Plumb *et al.*, 1994]. La présence

de ces structures à fine échelle a été confirmée par les mesures de traceurs chimiques effectuées à bord d'avions [Waugh *et al.*, 1994c].

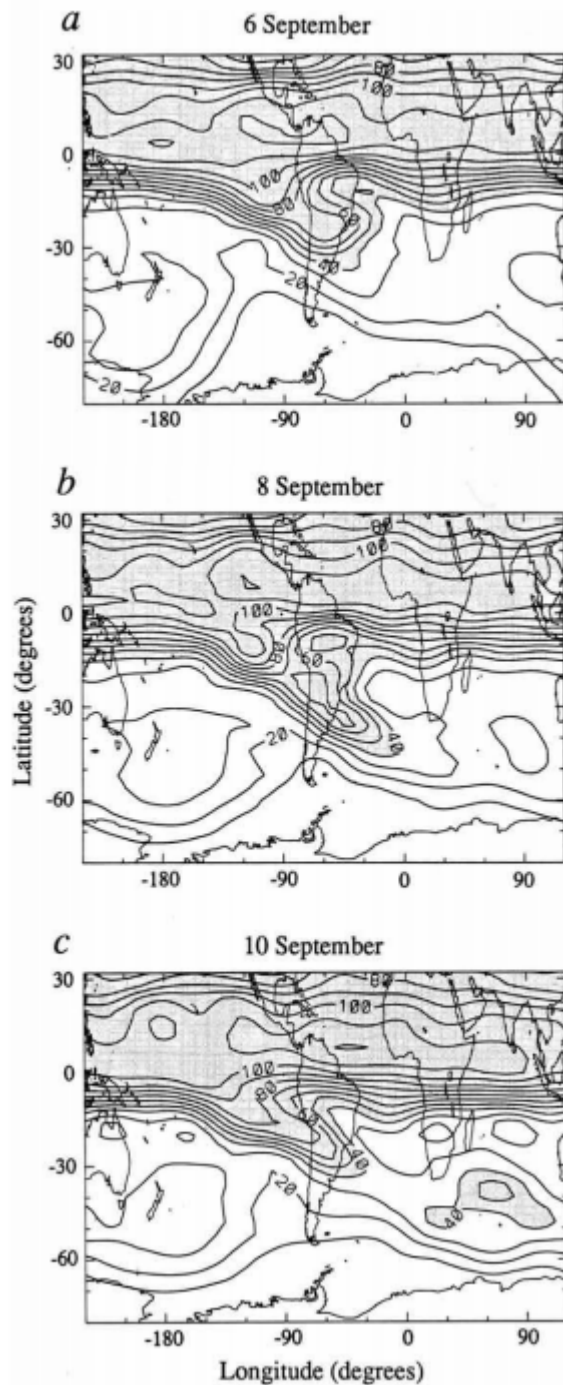


Figure 1.12. Évolution d'une langue d'oxyde nitreux (N_2O) pénétrant depuis les tropiques jusqu'aux moyennes latitudes de l'hémisphère sud entre le 6 et le 10 septembre 1992. Les cartes, issues des observations de l'instrument CLAES à bord du satellite UARS, sont montrées à 1100 K (~38 km ou 5 hPa). D'après Randel *et al.* [1993].

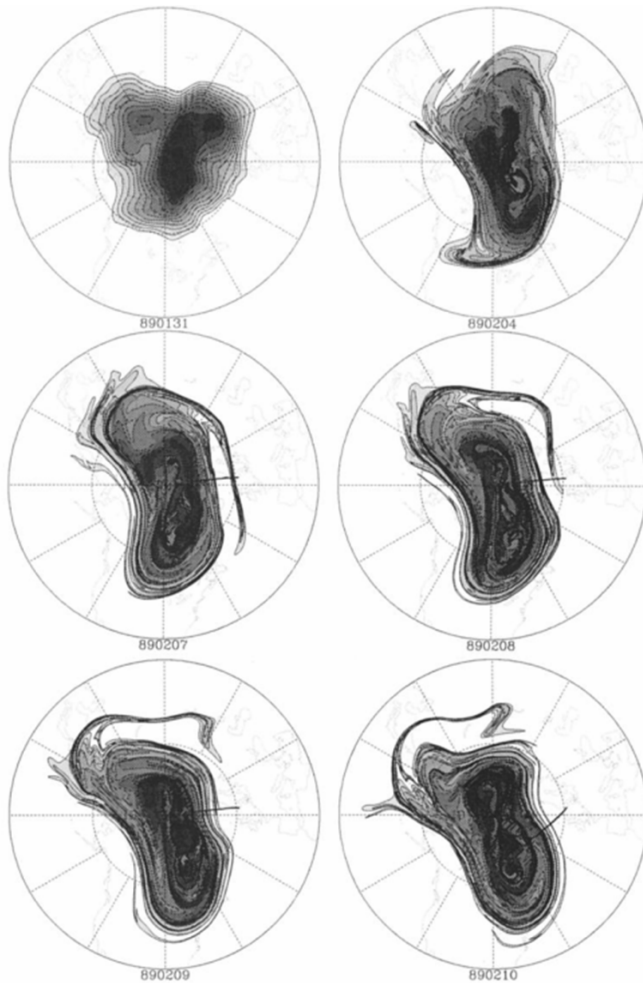


Figure 1.13. Résultats de simulation effectuée à l'aide du modèle CAS et initialisée le 31 janvier 1989 à 440 K. Les contours de PV advectés sont supérieurs à $18 \cdot 10^{-6} \text{ K} \cdot \text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{kg}^{-1}$ et choisis par pas de $2 \cdot 10^{-6} \text{ K} \cdot \text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{kg}^{-1}$. Les résultats sont montrés les 31 janvier, 4 février, 7 février, 08 février, 9 février et 10 février (de gauche à droite et de haut en bas). D'après *Waugh et al.* [1994b].

Plus récemment, *Godin et al.* [2002] et *Hauchecorne et al.* [2002] ont utilisé le modèle haute résolution d'advection de vorticité potentielle MIMOSA (développé par Alain Hauchecorne et détaillé dans le chapitre II) pour identifier la présence d'air polaire aux moyennes latitudes de la basse stratosphère (au voisinage de 450 K). Ces résultats de simulations ont permis d'interpréter la présence de structures laminaires observées dans les profils verticaux d'ozone mesurés par le LIDAR de l'observatoire de Haute Provence (OHP).

L'extension verticale de ces filaments a été étudiée à plusieurs reprises. En particulier, *Orsolini* [1995] et *Schoeberl and Newman* [1995] l'ont examinée à partir de résultats de simulations de modèles de transport. *Schoeberl and Newman* [1995] ont montré que les filaments pouvaient avoir une structure verticale étendue, capable de connecter les hautes et basses couches de la stratosphère. En ce sens les observations de *Godin et al.* [2002] montrent que l'épaisseur de ces filaments peut atteindre plusieurs kilomètres.

Des études de la variabilité saisonnière et géographique des filaments ont permis d'identifier des chemins d'échanges préférentiels. Ainsi, *Orsolini and Grant* [2000] ont étudié la répartition saisonnière et géographique de structures laminaires (« *laminae* ») d'oxyde nitreux (N_2O)   partir d'un modèle tridimensionnel de chimie transport stratosphérique. Ils ont notamment relevé que durant l'hiver et le printemps boréal, ces structures introduites depuis les moyennes latitudes vers les tropiques, ont lieu principalement à travers l'océan Pacifique,

au sud de l'anticyclone des îles aléoutiennes (ou *Aleutian High* [Harvey and Hitchman, 1996]). Ils ont enfin noté la présence de ces structures laminaires dans les régions extratropicales de l'hémisphère d'été. Waugh [1996] a regardé, toujours au moyen de son modèle d'advection, la variation saisonnière du transport isentrope vers l'extérieur de la stratosphère tropicale. Il a montré que la formation de filaments produits par déferlement d'ondes planétaires avait lieu essentiellement de l'automne au printemps, lorsque les moyennes latitudes sont dominées par un régime d'ouest. Dans chacune de ces études, il est souligné que la plus faible activité ondulatoire dans l'hémisphère sud entraîne une forte diminution de ce type de transport au travers des barrières dynamiques.

I.4.2 Description des déferlements d'ondes planétaires

Les déferlements d'ondes planétaires, qui comme nous l'avons vu précédemment, conduisent à la formation de filaments permettant l'échange et le mélange de masses d'air d'origine différente en latitude, sont décrits en détail dans cette section.

I.4.2.1 Climatologie

Baldwin and Holton [1988] ont établi une climatologie des déferlements d'ondes dans la moyenne stratosphère polaire (850 K ou ~ 10 hPa, 31 km) entre 1964 et 1982 à partir des champs de vorticité potentielle. Les déferlements d'ondes sont caractérisés par l'inversion du gradient méridien de vorticité potentielle. Les résultats illustrés sur la figure 1.14 indiquent que la plupart des déferlements ont lieu au voisinage de la position climatologique de l'anticyclone des îles aléoutiennes (figure 1.15) atteignant un maximum de 65% vers 180°E .

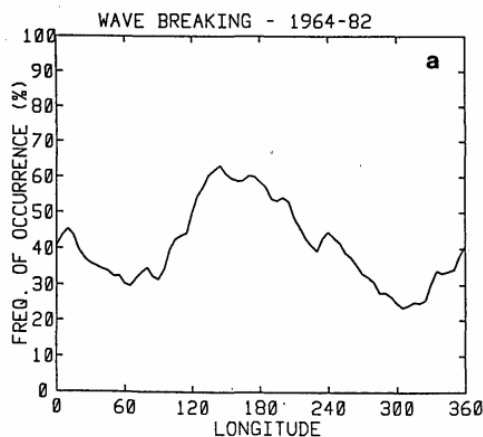


Figure 1.14. Fréquence des déferlements d'ondes planétaires à 850 K entre 1964 et 1982 calculés pour l'ensemble des mois de décembre, janvier et février dans l'hémisphère nord en fonction de la longitude. Seuls ceux situés au sud de 60°N sont pris en compte. D'après Baldwin and Holton [1988].

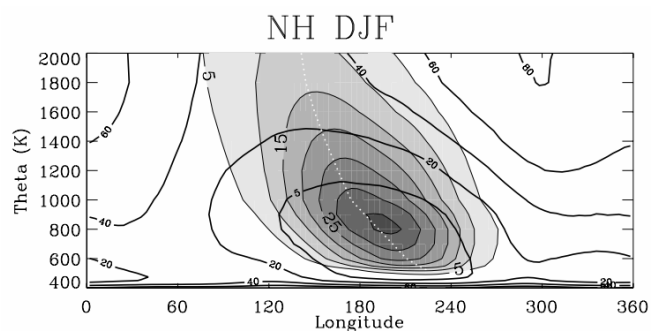


Figure 1.15. Coupe en longitude/altitude de la fréquence de présence climatologique (1991-2001) entre 50° et 60°N de l'anticyclone des Aléoutiennes (contours remplis) et du vortex polaire (contours). Les résultats sont donnés pour l'ensemble des mois de décembre, janvier et février. D'après Harvey et al. [2002].

L'aspect climatologique des déferlements d'ondes a par la suite été étudié au voisinage de la tropopause subtropicale [Postel and Hitchman, 1999] afin de quantifier les échanges entre la basse stratosphère subtropicale et la haute troposphère tropicale. Il a notamment été souligné que ces événements pouvaient fortement impacter la convection profonde en région tropicale [Waugh and Polvani, 2000]. Knox and Harvey [2005] ont présenté une climatologie plus complète de ces phénomènes en examinant leurs caractéristiques et leur évolution dans la haute stratosphère (2000 K), la moyenne stratosphère (1000 K) et enfin la basse stratosphère (340 K). Cette climatologie a montré des résultats cohérents avec les études précédentes.

I.4.2.2 Différents types de déferlements

Thorncroft *et al.* [1993] ont étudié le comportement des déferlements d'ondes en direction de l'équateur aux abords de la tropopause à partir d'un modèle idéalisé. En particulier, ils ont noté que le cycle de vie dépend fortement du cisaillement horizontal de vent. Dans le cas d'un cisaillement anticyclonique (type LC1), le déferlement d'onde se traduit, en amont, par un enroulement cyclonique associé à une pénétration de l'anomalie de vorticité potentielle (PV) au travers du maximum de vent zonal du jet vers le sud qui devient alors affectée par le cisaillement anticyclonique (figure 1.16a). L'anomalie de PV déplacée au sud du jet développe alors un comportement anticyclonique pouvant provoquer le détachement d'un lobe. Dans le cas d'un scénario LC2 (cyclonique, figure 1.16b), l'enroulement cyclonique reste confiné au nord du jet bien que, comme pour le type LC1, une anomalie de forte PV soit déplacée vers le sud lors de l'enroulement.

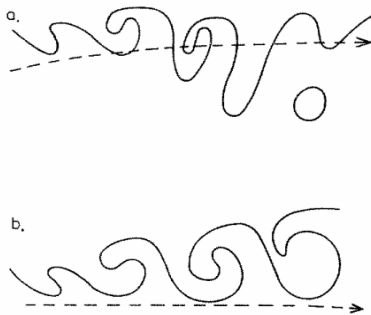
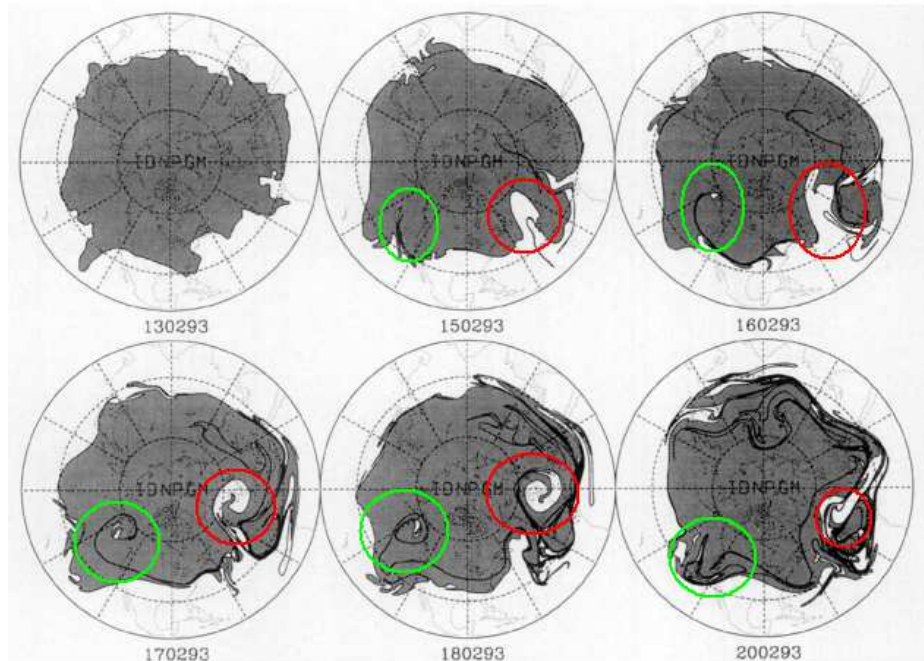


Figure 1.16. Représentation schématisée sur une surface isentrope au voisinage de la tropopause d'un déferlement d'onde de type (a) LC1 et (b) LC2. La ligne pointillée indique la position du jet. D'après Thorncroft *et al.* [1993].

De manière similaire, Peters and Waugh [1996] ont classifié les déferlements dirigés cette fois-ci vers le nord en fonction de l'écoulement moyen. Les déferlements de type P1 sont attendus du côté cyclonique du jet, tandis que ceux de types P2 sont attendus du côté anticyclonique. Ces deux classes sont illustrées sur la figure 1.17 où un déferlement P1 est observé au voisinage du Pacifique (fin filament qui disparaît rapidement) et un déferlement P2 à l'aplomb de l'Europe (filament plus large s'enroulant anticycloniquement). Les auteurs soulignent par ailleurs que la durée de vie de ces lobes dans un environnement dépend fortement du cisaillement de vent. Par exemple, un lobe à circulation anticyclonique injecté en région polaire sera en mesure de perdurer dans un environnement anticyclonique et sera en revanche étiré puis diffusé rapidement dans un environnement cyclonique.

Ces événements, analysés dans la basse stratosphère où la dynamique est complexe, ont lieu dans des couches relativement fines et ont des impacts localisés. Dans la moyenne et haute stratosphère, où le vortex domine durant l'hiver polaire, les déferlements d'ondes de grande amplitude peuvent s'étendre dans une très large gamme verticale et horizontale comme nous le décrivons dans section suivante.

Figure 1.17. Contours de vorticité potentielle advectée à l'aide du modèle CAS à 330 K entre le 13 et 20 février 1993. Le déferlement de type P1 (P2) est entouré en vert (rouge). D'après Peters and Waugh [1996].



I.4.2.3 Description des déferlements d'ondes en 3 dimensions.

Les simulations en 3 dimensions d'un vortex forcé par des ondes de Rossby montre deux classes de déferlements : les déferlements « à retardement » (« *remote* »), où les ondes se propagent vers le haut le long du bord du vortex et déferlent dans les plus hauts niveaux, et les déferlements dits « locaux », qui ont lieu dans les bas niveaux, inhibant la propagation des ondes dans les plus hauts niveaux [Dritschel and Saravanan, 1994].

La figure 1.18 montre un exemple de simulation de déferlement « à retardement » d'onde de Rossby de nombre d'onde $k=1$ [Polvani and Saravanan, 2000] dans la stratosphère polaire durant l'hiver, évaluée à partir d'un modèle sphérique idéalisé utilisant les équations primitives du vent. Deux cas de forçages sont étudiés : par impulsion (en haut) et constant (en bas). Dans le premier cas, la propagation de l'onde conduit à la formation d'un filament, en forme de virgule, se détachant du vortex depuis les hauts niveaux et se propageant avec un léger retard dans les bas niveaux. Puis le filament subit un étirement s'enroulant comme un anneau autour du vortex qui se trouve fortement érodé à la fin de l'évènement, formant une pointe. Les filaments sont ensuite dissipés. Dans le cas du forçage constant, les mêmes caractéristiques sont observées sauf que le déferlement se propage jusqu'aux plus bas niveaux, affaiblissant considérablement le vortex sur l'ensemble de son extension verticale. Ces études, bien qu'issues de modèles simplifiés, sont conformes aux observations [Schoeberl and Newman, 1995].

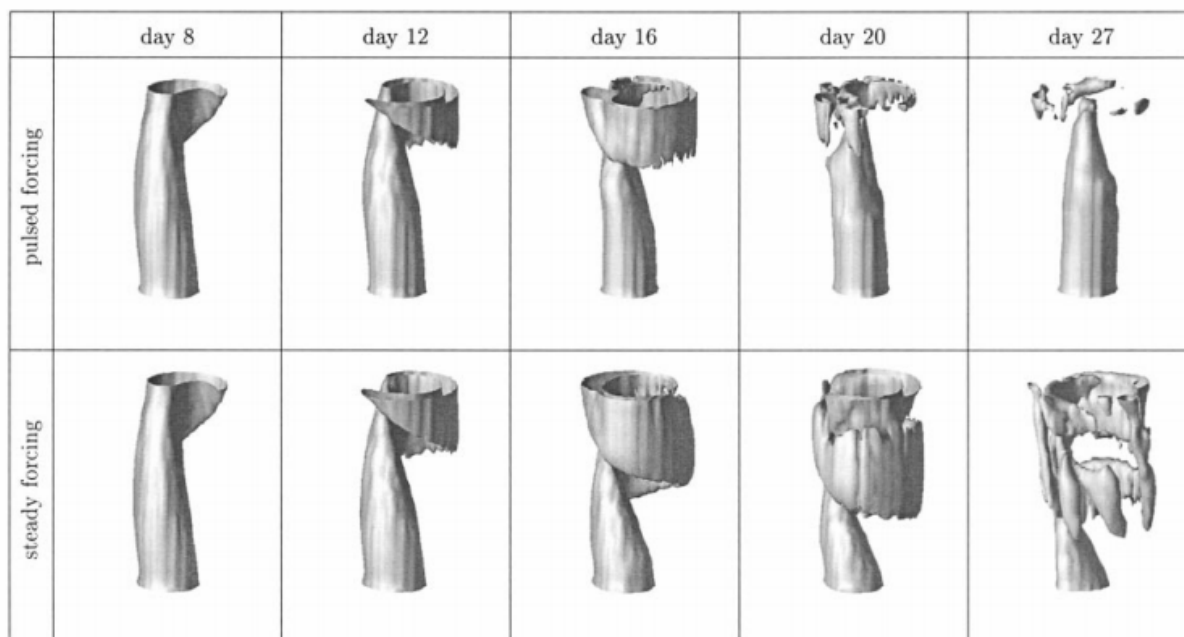


Figure 1.18. Évolution de la surface du vortex (définie pour une valeur constante de Lait-PV, cf. Chapitre II) durant le déferlement d'une onde de Rossby. La ligne du haut (bas) montre le cas d'un forçage par impulsion (constant). Initialement, le vortex est cylindrique. D'après *Polvani and Saravanan* [2000].

Dans les cas les plus extrêmes, la propagation de ces ondes de grande amplitude et de nombre d'onde $k=1$ à 3, peut conduire à l'occurrence de réchauffements stratosphériques. Ces phénomènes remarquables sont les principaux responsables de la variabilité annuelle du vortex polaire et ont des conséquences importantes sur l'ensemble de la moyenne atmosphère.

I.4.3 Les réchauffements stratosphériques

Le premier réchauffement stratosphérique fut reporté par *Scherhag* [1952]. Ces événements ont lieu dans la stratosphère polaire durant l'hiver, lorsque le vortex polaire est formé. Ils sont associés à une brusque augmentation de la température allant jusqu'à plusieurs dizaines de degrés et conduisent à un fort affaiblissement du vortex polaire qui peut, dans les cas les plus extrêmes, être disloqué.

Selon leur intensité, les réchauffements stratosphériques peuvent être qualifiés soit de « majeurs », correspondant, d'après la définition du *WMO* [2007], à la transition temporaire à 10 hPa et 60°N de la moyenne zonale du vent zonal d'une circulation d'ouest vers une circulation d'est ; soit de « mineurs », caractérisant les cas moins intenses. Par ailleurs, en fonction de leur échéance, ils peuvent être qualifiés de « soudains » (SSW pour « *Sudden Stratospheric Warming* ») s'ils ont lieu au milieu de l'hiver et qu'ils sont suivis par une reformation du vortex polaire, ou de « finaux » (SFW pour « *Stratospheric Final Warming* ») s'ils entraînent la dislocation irréversible du vortex polaire.

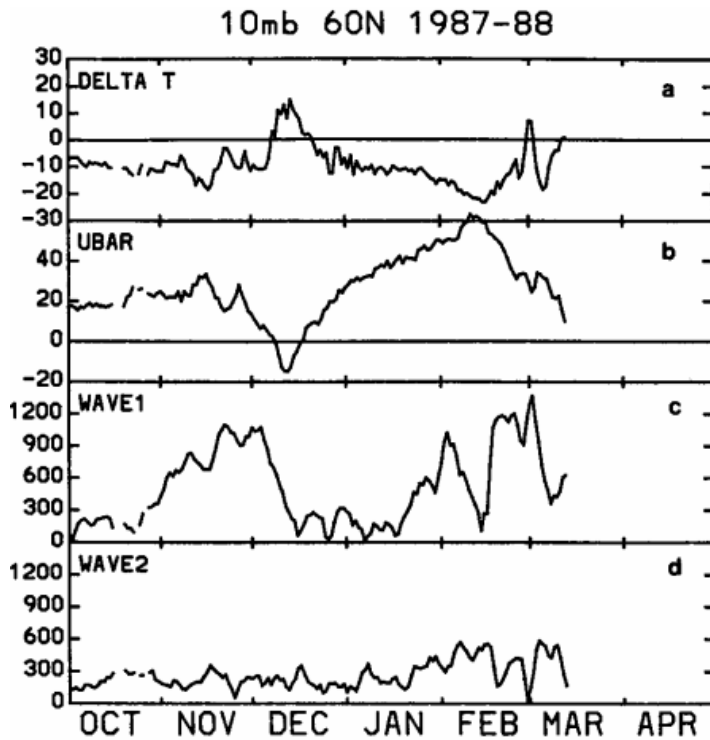


Figure 1.19. Évolution temporelle durant l'hiver 1987/1988 et à 10 hPa de (a) l'anomalie de température (en K) moyennée dans la gamme de latitudes [60 ; 90]°N, de (b) la moyenne zonale de la vitesse du vent zonal (en m·s⁻¹) à 60°N, et des amplitudes de l'altitude géopotentielle (en m) des ondes de nombre d'onde (c) $k=1$ et (d) $k=2$. D'après Baldwin and Dunkerton [1989].

La figure 1.19 illustre l'évolution de l'anomalie de température, du vent et des altitudes géopotentielle durant l'hiver 1987/1988 à 10 hPa. Au cours du mois de décembre, une très nette augmentation transitoire de la température moyenne d'environ 20°C est détectée en région polaire de l'hémisphère nord, accompagnée d'un renversement du régime des vents d'ouest vers d'est. Ce réchauffement soudain est très bien corrélé avec une forte augmentation, progressive, de l'amplitude des ondes de nombre d'onde $k=1$, observées à l'aide de l'altitude géopotentielle. Cette figure permet donc d'identifier le réchauffement stratosphérique majeur du 8 décembre 1987 [Baldwin and Dunkerton, 1989], entraîné par une forte augmentation de l'activité ondulatoire.

Les réchauffements stratosphériques sont classés en deux catégories : les «déplacements de vortex» caractérisés par un déplacement rapide du vortex depuis le pôle vers les plus basses latitudes conduisant à la production de filaments de vortex, et les « splits du vortex » caractérisés par le scindement du vortex polaire en deux lobes [Charlton and Polvani, 2007]. Ces deux types d'événements sont souvent associés à l'amplification d'ondes planétaires de nombre d'onde $k=1$ et $k=2$, respectivement, illustrées dans les champs d'altitude géopotentielle montrés sur la figure 1.20. Le réchauffement majeur de l'hiver 2008/2009 a été dominé par un nombre d'onde $k=2$ comme le montre l'alternance en longitude de deux cellules anticyclonique/cyclonique, tandis que celui de l'hiver 2009/2010 a été dominé par un nombre d'onde $k=1$ caractérisé par la présence du vortex et d'un anticyclone. Les réchauffements majeurs sont, par ailleurs, caractérisés par une forte augmentation du flux de chaleur $\langle v'T' \rangle$ entre les moyennes latitudes et les régions polaires [Charlton and Polvani, 2007 ; Ayarzagüena et al., 2011], caractéristique de la forte augmentation de l'activité ondulatoire.

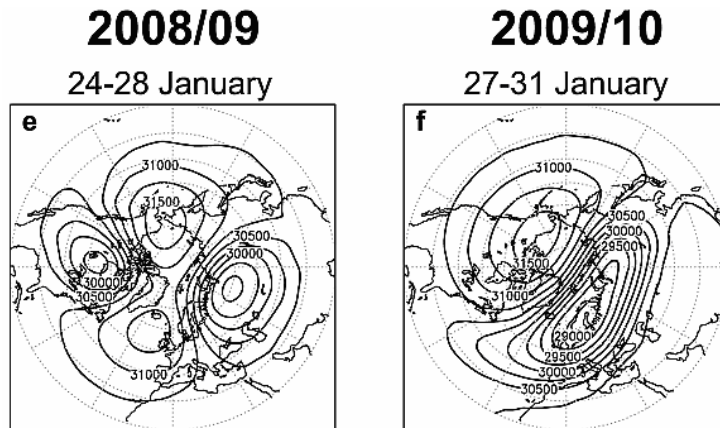


Figure 1.20. Cartes de l'altitude géopotentielle à 10 hPa moyennées sur 5 jours et centrées le (à gauche) 26 janvier 2009 et le (à droite) 29 janvier 2010. D'après Ayarzagüena *et al.* [2011].

Les travaux de Matsuno [1970, 1971] sont à l'origine de la compréhension des réchauffements stratosphériques. Il montra notamment, à l'aide d'un modèle linéaire, que l'amplification d'ondes planétaires se propageant depuis la troposphère jusque dans la stratosphère était à l'origine des réchauffements soudains. Par la suite, il fut montré que, bien que la propagation d'ondes soit une condition nécessaire, elle n'était pas suffisante. En effet, il a été souligné dans de nombreux articles [Labitzke, 1981 ; McIntyre, 1982 entre autres] que l'écoulement zonal dans la stratosphère devait être « pré conditionné », de façon à ce que l'activité ondulatoire soit orientée vers le vortex polaire. Le vortex polaire est généralement déplacé vers le pôle puis se resserre, initié par des ondes planétaires qui déferlent au niveau de sa périphérie. L'analyse des réchauffements majeurs des hivers 1967/1968, 1970/1971 et 1978/1979 [Dunkerton *et al.*, 1981 ; Labitzke, 1981], a notamment mis en évidence l'importance de l'amplification des ondes de nombre d'onde $k=1$ sur le déplacement du vortex vers le pôle (préconditionnement). Par ailleurs, alors que les réchauffements stratosphériques n'avaient jusqu'alors été observés que dans l'hémisphère nord, un split du vortex antarctique a eu lieu en 2002 [Allen *et al.*, 2003 ; Sinnhuber *et al.*, 2003 ; Roscoe *et al.*, 2005 et références du numéro spécial du *Journal of Atmospheric Sciences* de mars 2005].

Les causes dynamiques de cet évènement particulier de l'hémisphère sud et de la forte variabilité intra et inter annuelle des réchauffements stratosphériques dans l'hémisphère nord sont encore mal comprises [Waugh and Polvani, 2010].

La climatologie établie par Charlton and Polvani [2007] montre par exemple que les réchauffements stratosphériques soudains ont été très peu fréquents lors des années 90 (seulement 2 en 10 ans) alors que la fréquence moyenne depuis qu'ils sont observés est de 1 tous les 2 ans. En outre, la preuve de l'existence de couplages entre l'état dynamique de la stratosphère polaire et des régions environnantes a été mise en évidence dans de nombreux travaux. Par exemple, Martius *et al.* [2009] ont montré que l'occurrence et le type de réchauffement stratosphérique semblait être étroitement liés à des évènements de blocages troposphériques. De nombreuses études ont aussi montré d'importants phénomènes de couplages entre la mésosphère et la stratosphère durant les réchauffements stratosphériques soudains, comme notamment le refroidissement de la mésosphère dû à un forçage par les ondes de gravité [Liu and Roble, 2002]. Von Zahn *et al.* [1998] ont montré, à partir de

mesures LIDAR, que lors des réchauffements stratosphériques soudains, la stratopause pouvait subir une descente rapide pouvant atteindre 30 km d'altitude (au lieu de 50 km). Des observations récentes de l'instrument satellite MLS/Aura ont montré que ces descentes de stratopause pouvaient, suite à des réchauffements intenses, être accompagnées d'un saut abrupt de la stratopause de plusieurs dizaines de kilomètres pouvant atteindre jusqu'à 75 km d'altitude [Manney *et al.*, 2009]. Dans cette thèse, nous nous sommes intéressés plus particulièrement aux couplages entre les régions tropicales et les régions polaires au moment du réchauffement stratosphérique final.

I.5 Les phénomènes de couplages entre les régions tropicales et polaires dans la stratosphère.

Le régime de circulation zonal dans la stratosphère tropicale est dominé par l'oscillation quasi-biennale (QBO pour *Quasi Biennial Oscillation*) correspondant à une alternance dans le temps de la circulation de l'écoulement zonal, passant d'un régime d'est à un régime d'ouest sur une période variant de 24 à 36 mois (figure 1.21). Le signal de la QBO est principalement présent, aux latitudes tropicales, depuis la moyenne/haute stratosphère (~5 hPa soit 36 km) et se propage vers le bas à une vitesse d'environ 1 km/mois vers la haute tropopause tropicale où il se dissipe. La phase d'est (en bleu sur la figure 1.21) persiste généralement plus longtemps dans la haute et moyenne stratosphère tandis que la phase d'ouest (en rouge) persiste plus longtemps dans la basse stratosphère.

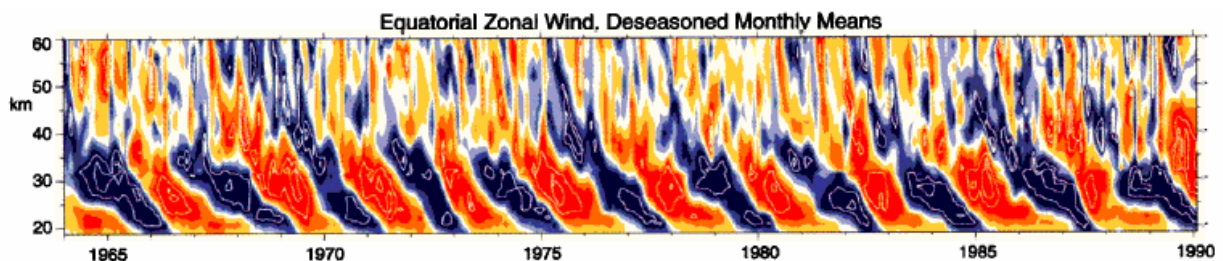


Figure 1.21. Évolution en fonction du temps et de l'altitude de la moyenne zonale du vent zonal à l'équateur entre 1964 et 1990. Les vents d'est sont colorés en bleu et les vent d'ouest en rouge. D'après Baldwin *et al.* [2001].

I.5.1 Mécanismes responsables de la QBO

Nous décrivons ici le mécanisme très simplifié, proposé par Plumb [1977], qui met en jeu l'interaction, aux latitudes tropicales, des ondes de gravité se propageant vers le haut avec l'écoulement zonal moyen. La représentation schématique de ce mécanisme est illustrée sur la figure 1.22.

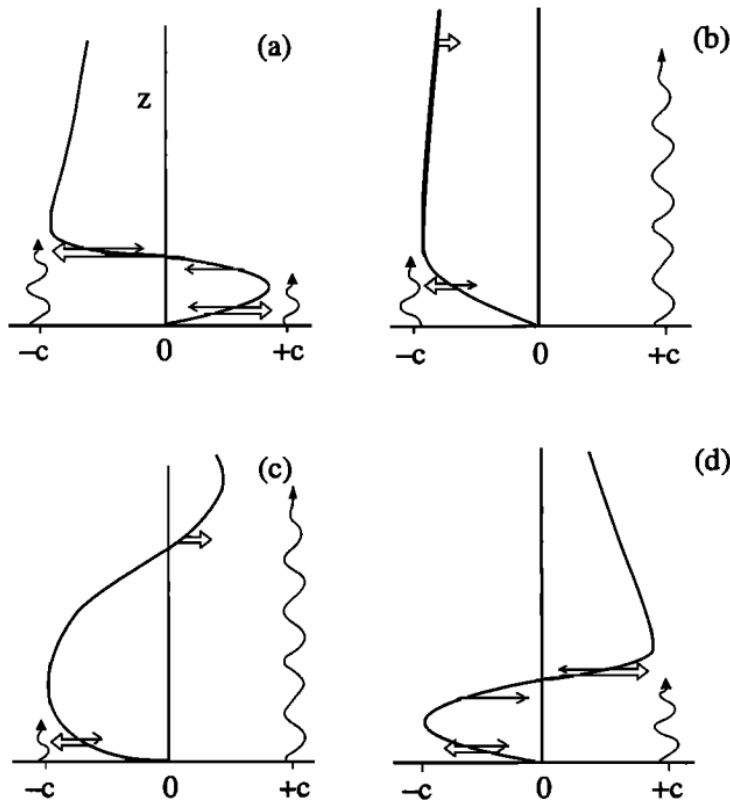


Figure 1.22. Représentation schématique de l'évolution de la vitesse de l'écoulement zonal moyen en fonction de l'altitude (axe vertical) par interaction avec des ondes de gravité monochromatiques de vitesse de phase $-c$ (d'est) et $+c$ (d'ouest). Les flèches doubles représentent l'accélération contrôlée par les ondes et les flèches simples, l'accélération induite par la diffusion. Les flèches ondulées représentent la propagation relative des ondes d'est et d'ouest. D'après Baldwin *et al.* [2001].

La figure 1.22a montre une situation dans laquelle les hautes couches sont dominées par un vent zonal moyen (noté $\langle u \rangle$) d'est (de vitesse de vent négative), tandis que les basses couches sont dominées par un vent zonal moyen d'ouest (vitesse de vent positive). Lorsque les ondes d'est (notées $-c$) atteignent la région où $|\langle u \rangle - c|$ est proche de zéro, c'est-à-dire lorsque la vitesse de phase de l'onde d'est est proche de la vitesse de l'écoulement moyen d'est, elles déferlent en entraînant une accélération du vent zonal moyen d'est. De ce fait, le maximum de vent zonal moyen d'est se propage vers le bas, et réciproquement pour les ondes d'ouest en présence d'un vent zonal moyen d'ouest (à droite de l'axe vertical). Lorsque la couche de maximum de vent devient suffisamment fine dans les bas niveaux, elle se dissipe par les phénomènes de diffusion à petite échelle (figure 1.22a). Une fois que la cellule d'ouest dans les bas niveaux a disparu (figure 1.22b), les ondes d'ouest peuvent alors se propager dans les hautes couches, tandis que les ondes d'est restent piégées dans les bas niveaux. Dans les hautes couches, le vent zonal moyen n'est donc plus accéléré par le déferlement des ondes d'est, mais l'est en revanche par celui des ondes d'ouest, qui permettent à l'écoulement d'ouest d'atteindre un maximum qui va se propager vers le bas (figure 1.22c et 1.22d). Ainsi on retrouve la situation symétrique à la figure 1.22a.

Notons cependant que le mécanisme décrit ici est très simplifié. À l'heure actuelle, bien que les causes responsables d'une telle oscillation semblent identifiées, la représentation de la QBO dans les modèles de circulation atmosphérique reste très contrainte par leur résolution verticale, qui doit être suffisamment fine pour permettre la genèse des ondes de gravité et leur interaction avec l'écoulement [Baldwin *et al.*, 2001]. Par ailleurs, bien que certaines études aient montré que la QBO pouvait avoir des effets sur les régions

extratropicales [Baldwin *et al.*, 2001 ; Baldwin and Dunkerton, 1998], son influence reste encore mal comprise.

I.5.2 La relation de Holton et Tan

En se basant sur une étude statistique durant la période 1962-1977, *Holton and Tan* [1980, 1982] ont suggéré que lors de la phase d'est de la QBO dans la basse stratosphère, le vortex polaire est plus faible et plus chaud (et réciproquement pour la phase d'ouest de la QBO). En d'autres termes, ces études indiquent que la phase d'est conduirait à une activité ondulatoire plus intense et à des réchauffements soudains plus fréquents. Ils énoncèrent un mécanisme selon lequel, la phase de la QBO serait à même de moduler l'efficacité du guide d'onde à moyenne latitude, pouvant faciliter la propagation des ondes planétaires vers les régions polaires. En effet, les ondes planétaires se propagent depuis la troposphère extratropicale à travers un guide d'onde de vent d'ouest. Durant la phase d'est de la QBO, la ligne de vent zonal nul est déplacée vers les régions subtropicales de l'hémisphère d'hiver. En conséquence, la largeur du guide d'onde d'ouest s'amincit conduisant à la réfraction des ondes planétaires loin des latitudes subtropicales, donc vers les pôles.

La relation de Holton et Tan (notée HT par la suite) a depuis été réexaminée par des études statistiques observationnelles ou de modélisation. *Naito and Hirota* [1997] ont déduit, en se basant sur une étude couvrant la période 1962-1994, que la relation HT n'était statistiquement significative qu'au début de l'hiver (en novembre et décembre). En utilisant les réanalyses NCEP-NCAR, *Hu and Tung* [2002] répétèrent l'analyse originale de HT entre 1952 et 2001 à 50 hPa. Les résultats furent très proches de ceux de *Naito and Hirota* [1997] ; la relation HT restait valide uniquement pour le début de l'hiver mais échouait à la fin de l'hiver. *Labitzke and van Loon* [1988] ont suggéré que les périodes où la relation HT était vérifiée coïncidaient avec un minimum d'activité solaire tandis qu'elle s'inversait durant les périodes de maxima d'activité solaire. Ces résultats furent examinés et confirmés par une étude de modélisation effectuée par *Gray et al.* [2004]. Ils proposèrent notamment un mécanisme selon lequel les effets de la QBO et du flux solaire sur la circulation zonale tropicale/subtropicale seraient en mesure de s'additionner dans certaines configurations (i.e. QBO-Est/minimum solaire ou QBO-Ouest/maximum solaire), favorisant ainsi le développement de l'anticyclone des Aléoutiennes et donc les réchauffements soudains. Néanmoins, ils notèrent que ces résultats obtenus à partir de simulations n'étaient retrouvés dans les données réanalysées que de manière peu significative.

Récemment, les travaux de Gray et coauteurs, réalisés à partir de modèles [Gray *et al.*, 2001a, Gray, 2003], d'analyses et de fusées sondes [Gray *et al.*, 2001b], ont montré que la haute stratosphère tropicale influençait les températures polaires et la circulation hivernale stratosphérique. Ils ont noté qu'au regard de la structure étendue des ondes planétaires sur l'ensemble de l'épaisseur de la stratosphère, il semblait relativement improbable que seule la QBO dans la basse stratosphère équatoriale soit le facteur principal, comme le suggérait initialement la relation HT.

Toutes ces conclusions furent réexaminées par *Lu et al.* [2008] à partir d'une étude statistique sur 49 années (1958-2006). Ils conclurent ainsi que globalement, la relation HT n'était acceptable que ponctuellement, mais pas sur l'ensemble de la période. Ils ont en outre remarqué que cette relation n'était plus vérifiée sur la période 1977-1997 ni lors des maxima solaires, comme le suggèrent certaines études antérieures (voir références précédentes).

Enfin, concernant le mécanisme proposé par la relation HT, *Naoe and Shibata* [2010] montrèrent à l'aide d'un modèle de climat que, bien que la relation HT (vortex affaibli, stratosphère polaire plus chaude) était statistiquement significative durant la phase d'est de la QBO, les diagnostics sur le flux d'Eliassen-Palm ne statuaient pas en faveur d'une propagation plus prononcée des ondes planétaires vers le pôle.

Ces différentes études montrent bien la complexité des couplages entre la stratosphère tropicale et les régions polaires, et que des études complémentaires sont nécessaires. En outre, les différents mécanismes proposés pour expliquer ces interactions restent à ce jour peu nombreux et relativement spéculatifs.

I.6 État dynamique de la stratosphère au printemps et en été

Jusqu'à présent, la communauté scientifique internationale s'est majoritairement intéressée à la description et à la compréhension des processus dynamiques propres à la stratosphère en hiver. En effet, les études liées à la compréhension du budget de l'ozone, et par conséquent à la dynamique du vortex polaire, ont permis de grandes avancées dans la connaissance scientifique. À l'inverse, les études concernant la transition entre le régime hivernal dans la stratosphère (cyclonique) et le régime d'été (anticyclonique) et, son impact sur la stratosphère en été, restent peu nombreuses. Cette transition printanière correspond au moment où le vortex, lors d'un réchauffement stratosphérique final, est détruit de manière irréversible pour laisser place à la circulation d'été. Durant cette période, des échanges entre les régions tropicales/subtropicales et polaires ont lieu et la dynamique de ces échanges est encore mal connue.

I.6.1 Les réchauffements stratosphériques finaux

Il existe dans l'hémisphère nord une très forte variabilité interannuelle, dans l'échéance et les caractéristiques des réchauffements stratosphériques finaux comme le montre la figure 1.23, qui retrace au cours des années 1960 à 2010, le moment du délitement du vortex. Une telle variabilité reste à ce jour, une importante source d'interrogations. À la fin des années 90, des climatologies examinant la date des réchauffements stratosphériques finaux dans la basse stratosphère [*Zurek et al.*, 1996 ; *Waugh et al.*, 1999 ; *Zhou et al.*, 2000] ont montré que le vortex polaire semblait persister de plus en plus longtemps dans l'hémisphère sud comme dans l'hémisphère nord. La cause d'une telle persistance provenant d'un refroidissement du vortex. Dans l'hémisphère sud, ce refroidissement a été attribué à la forte diminution d'ozone, tandis que celui de l'hémisphère nord semblait être à la fois

d'origine chimique (diminution d'ozone) mais aussi dynamique (baisse de l'activité ondulatoire). *Shindell et al.* [1998] ont par ailleurs souligné qu'une tendance à des délitements du vortex de plus en plus tardifs aurait pour conséquence de retarder la reconstitution complète de la couche d'ozone, malgré la diminution du chlore dans la stratosphère. Par ailleurs, la figure 1.23 révèle que ces tendances observées à la fin des années 90 et dans l'hémisphère nord, ne le sont plus au cours des années 2000.

Plus récemment, *Black et al.* [2006] et *Ayarzagüena and Serrano* [2009] ont étudié les couplages troposphère/stratosphère durant les réchauffements finaux et ont montré qu'ils influençaient fortement la circulation troposphérique aux latitudes polaires. Une analyse climatologique détaillée de l'évolution de la dynamique durant les réchauffements finaux a été publiée par *Black and McDaniel* [2007]. Ils ont regardé l'influence de la propagation de l'activité ondulatoire à travers la stratosphère et examiné les conséquences sur les régimes de circulations dans la troposphère et la stratosphère.

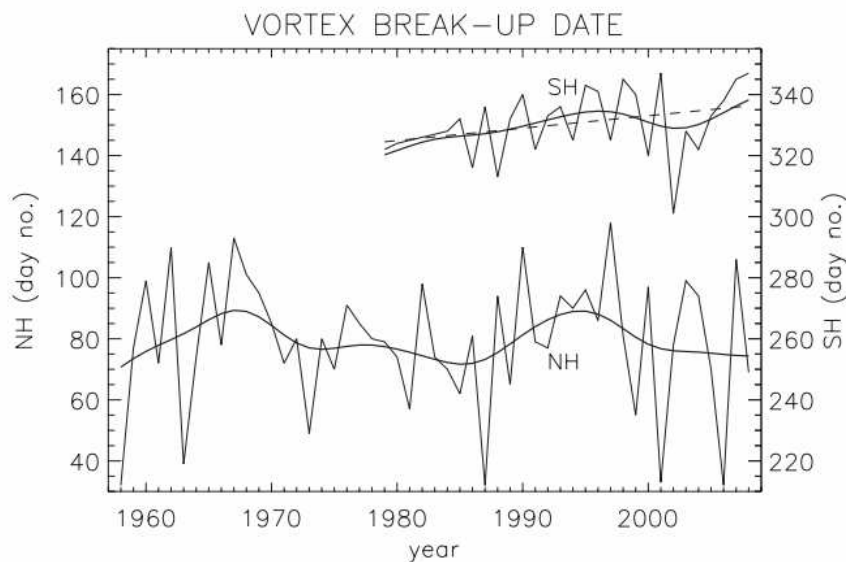


Figure 1.23. Variation annuelle de la date du réchauffement stratosphérique final en Arctique (axe de gauche) et en Antarctique (axe de droite) entre 1958 et 2008. *Waugh and Polvani* [2010].

L'intérêt d'étudier les réchauffements finaux réside aussi dans la compréhension des processus de mélange des débris de vortex avec l'air environnant et leur impact sur l'ozone des moyennes latitudes [*Knudsen and Grooss*, 2000]. *Hess* [1991] fut l'un des premiers à examiner les processus de mélange au moment du délitement du vortex arctique dans la moyenne stratosphère. Il remarqua, à partir d'observations et de résultats de modèles, la présence de structures dites « *frozen in* », visibles dans les champs de traceurs et perdurant dans la circulation d'est estivale.

I.6.2 Les rémanences de vortex « frozen in »

Hess [1991] a suggéré que la persistance des rémanences de vortex (« *frozen in* ») dans la circulation d'été était due au faible cisaillement de vent (horizontal et vertical) ne permettant pas de réduire ces anomalies à des échelles suffisamment fines pour qu'elles soient

dispersées par diffusion. En utilisant la vorticité potentielle dans un modèle de transport, une climatologie des délitements de vortex entre 1958 et 2000 [Waugh and Rong, 2002] a montré que la persistance des rémanences à 500 K (~ 20 km) dépendait fortement de l'échéance du délitement du vortex : après un délitement précoce (« *early breakup* » en février et mars), les anomalies de PV peuvent persister environ 2 mois tandis que lors des délitements tardifs (« *late breakup* » en avril et mai), elles se dissipent rapidement. Orsolini [2001], à partir de résultats de modèles, a suggéré l'existence de rémanences dans la stratosphère polaire en été comme le montre la figure 1.24, où une structure à grande échelle, présentant une faible quantité de N_2O , est modélisée le 30 juillet 1998. Il précise notamment que des mesures sont nécessaires pour confirmer ce résultat dans l'atmosphère réelle. Des mesures *in situ* effectuées en été (20 juin 2000) par la plateforme ballon SDLA dans le sud de la France [Durry and Hauchecorne, 2005] ont permis d'observer des rémanences de vortex entre 22 et 25 km dans les profils de CH_4 et de H_2O . Dans l'hémisphère sud, Manney *et al.* [2005b] ont reporté, à l'aide des observations de l'instrument satellite MLS/Aura, la présence intacte d'air polaire dans la moyenne stratosphère (850 K ~ 31 km) un mois après le délitement du vortex.

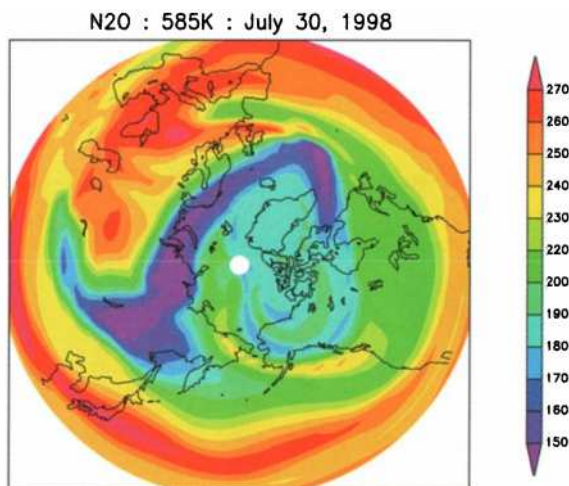


Figure 1.24. Carte de N_2O du 30 juillet 1998 à 585 K (~ 24 km) modélisée à partir du modèle de chimie transport SLIMCAT. D'après Orsolini [2001].

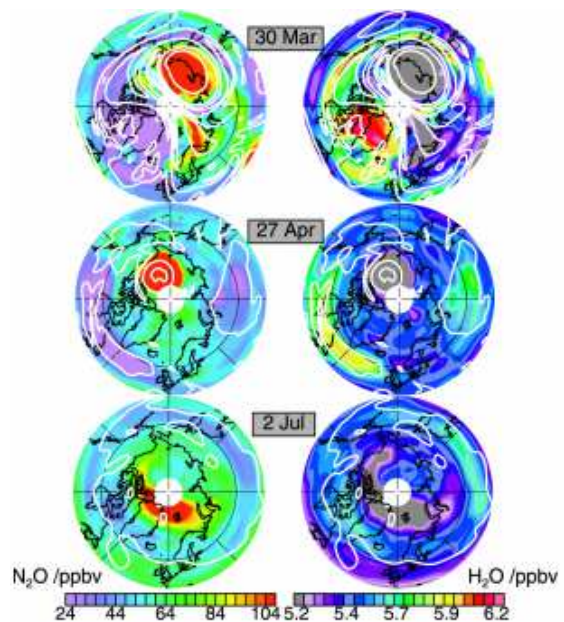


Figure 1.25. Cartes de l'hémisphère nord représentant les rapports de mélange de N_2O et H_2O (en ppbv et ppmv), mesurés par l'instrument MLS à 850 K (~ 31 km) les 30 mars, 27 avril et 2 juillet 2005. D'après Manney *et al.* [2006].

I.6.3 Les anticyclones « frozen-in »

Très récemment, basés sur les mesures de N_2O et H_2O du satellite MLS/Aura Manney *et al.* [2006] ont reporté pour la première fois un cas de « *frozen in* » anticyclone (FrIAC) en 2005 dans la stratosphère arctique persistant jusqu'au mois d'août (figure 1.25). Cet événement résulte de l'advection rapide d'une masse d'air des basses latitudes (rapports de mélange forts en N_2O et faible en H_2O) durant un fort et abrupt réchauffement final. Cette

intrusion se retrouve alors piégée au sein d'un anticyclone s'étendant dans la gamme verticale [650 ; 1400] K et persistant en région polaire jusqu'en été. Les mesures d'ozone au cœur de la structure ont montré que celui-ci était rapidement relaxé aux valeurs caractéristiques des hautes latitudes [Manney *et al.*, 2006] de façon analogue aux événements de « *low-ozone pockets* » [Harvey *et al.*, 2004 ; Harvey *et al.*, 2008] correspondant au piégeage de masses d'air riches en ozone dans les anticyclones stationnaires (par exemple l'anticyclone des îles aléoutiennes) durant la nuit polaire.

En 2003, un nouvel événement de type FrIAC a été identifié en utilisant les données de l'instrument satellite MIPAS/ENVISAT de CH₄ [Lahoz *et al.*, 2007]. Allen *et al.* [2011] ont utilisé différents modèles pour analyser en détail le cycle de vie du FrIAC de 2005. Ils ont pu identifier trois phases durant son évolution :

- la phase de « *spin-up* », durant laquelle le FrIAC est introduit puis s'établit en région polaire. Cette phase dure seulement quelques jours entre fin mars et début avril.
- la phase « anticyclonique » durant laquelle les anomalies de traceurs sont piégées dans une anomalie anticyclonique permettant au FrIAC de résister aux effets de cisaillement de vent. Cette phase, bien plus longue que la première, s'étend de début avril à fin mai.
- Puis la phase « de cisaillement », débutant fin mai, est initiée par la disparition de l'anomalie anticyclonique soumettant alors les masses d'air du FrIAC aux effets de cisaillement de vents verticaux et horizontaux. Ainsi, la structure se dissipe progressivement en s'étirant horizontalement et en s'inclinant verticalement.

Bien que l'étude de Allen *et al.* [2011] ait permis de mieux comprendre le cycle de vie des FrIACs, aucune étude n'a été réalisée sur les conditions dynamiques initiales, favorisant leur développement.

I.7 Conclusion et problématique

Au cours de ce chapitre, la circulation à grande échelle dans la stratosphère et sa variation saisonnière ont été décrites ainsi que les mécanismes sous-jacents. Durant l'hiver polaire, la stratosphère est dominée par une circulation d'ouest associée à la présence du vortex polaire. Les études de la stratosphère se sont, jusqu'à présent, focalisées sur cette période. Elles ont permis d'améliorer considérablement la compréhension des processus chimiques, microphysiques et dynamiques conduisant à la destruction d'ozone.

Nous avons aussi montré l'importance de l'activité ondulatoire sur la dynamique de la stratosphère. Dans les régions tropicales, les ondes de gravité jouent un rôle essentiel en interagissant avec l'écoulement zonal moyen et sont responsables de la QBO. Aux moyennes et hautes latitudes, la propagation des ondes planétaires depuis la troposphère, puis pénétrant dans la stratosphère, est le moteur du transport méridien et du mélange des composés

originaires de différentes régions en latitude. En effet, les déferlements de ces ondes conduisent à des phénomènes irréversibles d'échanges au travers des barrières dynamiques. Lorsque l'activité ondulatoire est suffisamment intense durant l'hiver, les réchauffements stratosphériques soudains peuvent avoir lieu, conduisant à un réchauffement très abrupt de la stratosphère polaire et à un fort affaiblissement du vortex. Bien que ces phénomènes soient relativement bien modélisés, les conditions favorables à leur développement sont encore mal connues. Leur fréquence, très variable, illustre bien la difficulté à comprendre et modéliser la variabilité interannuelle et décennale du vortex polaire arctique [Waugh and Polvani, 2010 ; Manney et al., 2011 ; WMO, 2011]. Dans ce contexte, l'un des principaux axes de recherche actuel est de détecter des phénomènes de couplages ; d'une part, internes à la stratosphère, en examinant les couplages entre les différentes régions en latitudes (couplages tropiques/pôles) [Garfinkel et al., 2012] ; et d'autre part, les couplages entre la stratosphère et les couches environnantes (troposphère/stratosphère ou stratosphère/mésosphère) [Yoden et al., 2012].

À l'inverse de la période hivernale, les études examinant la transition dynamique associée au réchauffement stratosphérique final et l'état dynamique de la stratosphère en été sont beaucoup moins documentées. Durant cette transition, des débris de vortex « *frozen in* », pouvant jouer un rôle important sur le transport de masses d'air appauvries en ozone aux moyennes latitudes après la destruction du vortex, polaire ont été de nombreuses fois documentés [Hess, 1991 ; Newman et al., 1996 ; Orsolini, 2001 ; Durry and Hauchecorne, 2005]. Cependant, les phénomènes de transport de masses d'air depuis les basses latitudes vers les régions polaires ont été peu étudiés. Des études récentes ont révélé l'existence d'anticyclones « *frozen-in* » [Manney et al., 2006 ; Lahoz et al., 2007] correspondant à l'intrusion, dans la moyenne stratosphère au printemps, de masses d'air issues des basses latitudes qui se retrouvent piégées dans un anticyclone en région polaire et dont la signature peut perdurer jusqu'en été. Cependant, la fréquence de ces phénomènes n'est pas connue.

Entre les mois de mars et septembre 1997, la campagne POLARIS [Newman et al., 1999], conduite par la NASA, a été dédiée à l'étude des processus photochimiques et dynamiques responsables de l'importante décroissance d'ozone stratosphérique durant l'été. Lors de cette campagne, des mesures *in situ* ont été faites depuis l'Alaska au mois de juin [Pierce et al., 1999], révélant notamment la présence de structures laminaires dans la basse stratosphère. Le projet StraPolÉté (ANR décision BLAN08-1_316271) et le projet européen ENRICHED, tous deux coordonnés par le LPC2E, ont été consacrés à l'étude de la stratosphère arctique en été et au printemps. Le projet StraPolÉté a fait l'objet d'une campagne de mesures sous ballons stratosphériques opérées par le CNES depuis la base d'Esrangle (Suède). Huit vols ont été réalisés au cours du mois d'août 2009. Le projet ENRICHED a fait l'objet d'une campagne de mesures, également depuis la base d'Esrangle, entre les mois de février et mai 2011.

L'un des volets commun à ces deux projets est l'étude dynamique de la stratosphère au printemps et en été, contexte dans lequel cette thèse s'inscrit. L'objectif des études présentées dans ce mémoire est, à partir de différents outils de mesures et de modélisation, d'analyser les

processus de transport au printemps et en été, à petite et grande échelle. Les masses d'air advectées depuis les régions tropicales/subtropicales jusqu'en région polaire sont caractérisées et les processus dynamiques mis en jeu sont identifiés. Un accent particulier est porté sur les événements de type FrIACs qui ont été à ce jour très peu analysés et dont la fréquence d'apparition et les caractéristiques intrinsèques ne sont pas connues. *Manney et al.* [2006] posent notamment la question « *How common are these occurrences ?* ». Parmi les questions développées dans ce mémoire, nous tâcherons de comprendre si des conditions dynamiques particulières dans la stratosphère peuvent favoriser le développement de FrIACs en examinant les couplages des régions polaires avec les latitudes tropicales (influence de l'oscillation quasi-biennale) et les liens avec les ondes planétaires se propageant dans la stratosphère au cours de l'hiver et du printemps polaire. Les résultats obtenus seront analysés dans un cadre climatologique afin de mieux comprendre la variabilité interannuelle des phénomènes observés et de déceler d'éventuelles évolutions à long terme. En d'autres termes, nous essaierons de comprendre si ces événements sont le résultat d'une signature bien particulière de l'état dynamique de la stratosphère qui est à même d'être modifié à des échelles de temps multiannuelles.

Chapitre II

Outils et développements

L'analyse du transport de masses d'air dans la stratosphère depuis les basses latitudes vers les régions polaires nécessite l'emploi conjugué de différents outils. Les mesures effectuées par des instruments spatiaux permettent de les observer à partir des champs de traceurs, tandis que les modèles de transport permettent de suivre leur évolution, de cibler leur origine géographique et d'étudier leurs mécanismes de formation et dissipation. Pour initialiser puis forcer ces modèles et établir des diagnostics dynamiques liés aux phénomènes de transport, les champs météorologiques de pression, vent, température et hauteur géopotentielle sont utilisés.

Dans ce chapitre sont présentées, en premier lieu, les données météorologiques du centre européen pour les prévisions météorologiques à moyen terme, utilisées pour l'initialisation et le forçage des modèles de transport. La seconde partie, quand à elle, est dédiée à la description du modèle haute résolution d'advection de masses d'air MIMOSA. Enfin, la troisième partie est consacrée, d'une part, à la description des données observationnelles des instruments MLS (*Microwave Limb Sounder*) et MIPAS (*Michelson Interferometer for Passive Atmospheric Sounding*), embarqués respectivement à bord des plateformes satellites AURA et ENVISAT, et d'autre part, à la description de l'instrument embarqué sous ballon stratosphérique SPIRALE, effectuant des mesures de profils d'espèces chimiques *in situ*.

II.1 Données météorologiques du centre européen

Le centre européen pour les prévisions météorologiques à moyen terme (ECMWF pour *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts*) fournit un large panel de données météorologiques prévisionnelles (*forecasts*), analysées et réanalysées, dont la pression (p), le vent horizontal (zonal u et méridien v), la température (T) et l'altitude géopotentielle (GPH). Ces données couvrent l'ensemble de la troposphère et la stratosphère. Au cours de cette thèse, plusieurs types de données de l'ECMWF ont été utilisés pour, d'une part l'initialisation de modèles, et d'autre part le calcul de grandeurs diagnostiques pour les études dynamiques.

Les données analysées ont été principalement utiles lors des campagnes ballons StraPolÉté et ENRICHED, permettant notamment d'aider à la décision de vols en identifiant des situations dynamiques particulières dans la stratosphère.

Les données réanalysées ERA-INTERIM ont en revanche été utilisées pour les analyses scientifiques ultérieures aux campagnes ; elles ont permis l'initialisation et le forçage des modèles de transport, ainsi que le calcul des grandeurs diagnostiques introduites dans le chapitre I.

II.1.1 Les données analysées

Dans sa version actuelle (CY37r3 depuis le 15 novembre 2011), le modèle opérationnel du centre européen ECMWF-IFS (IFS : acronyme anglais pour *Integrated Forecast System*) fonctionne avec une troncature spectrale¹ T799 (i.e. résolution horizontale à l'équateur ~ 25 km) et sur 91 niveaux verticaux hybrides avec un pas de temps de 12 minutes. Les 91 niveaux s'étendent de la surface du sol à 80 km d'altitude. ECMWF-IFS² est le résultat de couplages de trois composantes : atmosphère, surface et océan.

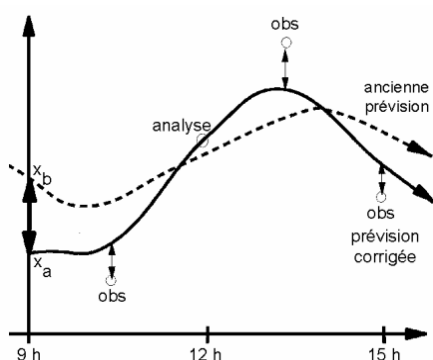


Figure 2.1. Diagramme représentant le principe de l'assimilation météorologique 4D-Var (Source : Météo-France).

¹ La relation entre la résolution horizontale à l'équateur (notée Δ_{xy}) et la troncature spectrale (notée T_s) est $\Delta_{xy} \approx 40000 / (2T_s)$ où Δ_{xy} est exprimée en km.

² Les documents descriptifs de chacun des cycles du modèle ECMWF-IFS sont disponibles à l'adresse : <http://www.ecmwf.int/research/ifsdocs/>.

Le modèle utilise un système d'assimilation variationnelle à quatre dimensions (4D-Var) sur une fenêtre temporelle de 12 h [Meynadier, 2010]. Ce système met à jour l'ancienne prévision du modèle en utilisant les observations disponibles dans la fenêtre temporelle pour produire une nouvelle trajectoire passant au plus près des observations (figure 2.1).

Les archives issues du modèle comportent différentes résolutions horizontales, la plus fine étant $0,25^\circ/0,25^\circ$ en longitude/latitude résolue verticalement selon les 91 niveaux hybrides (cf. annexe B). La résolution de ce jeu d'archives est la plus proche de celle de la configuration du modèle. Les données peuvent être fournies suivant deux formats :

- Le format ASCII (extension .ECMR) correspondant aux données résolues verticalement en niveaux de pression.
- Le format GRIB (extension .GRIB) correspondant aux données résolues verticalement en niveaux hybrides (ou niveaux modèle).

Parmi les données disponibles, celles que nous avons utilisées sont archivées avec une résolution horizontale de $1,125^\circ/1,125^\circ$ et sont réparties selon 25 niveaux verticaux de pression : 1000, 950, 925, 900, 850, 800, 700, 600, 500, 400, 300, 250, 200, 150, 100, 70, 50, 30, 20, 10, 7, 5, 3, 2 et 1 hPa ou 60 niveaux hybrides. Les fichiers de données sont disponibles aux heures synoptiques 00, 06, 12 et 18 UTC. Les données prévisionnelles à 10 jours disposent des mêmes résolutions verticales et horizontales. En revanche, elles ne sont disponibles qu'aux heures synoptiques 00 et 12 UTC.

II.1.2 Les données réanalysées

Depuis septembre 1996, l'ECMWF fournit des produits réanalysés. Le premier jeu de réanalyses, ERA-15, s'est étendu de 1979 à 1993. Les réanalyses ERA-40, couvrant la période septembre 1957 à août 2002, sont le fruit de collaborations entre le centre européen et de nombreuses institutions [Uppala *et al.*, 2005]. Les données utilisées pour ERA-40 incluent en particulier les données opérationnelles de l'ECMWF mais aussi celles du NCEP (*National Centers for Environmental Prediction*) et de JMA (*Japanese Meteorological Agency*). De plus, un important nombre de données *in situ* et satellitaires a été utilisé, permettant d'améliorer les résultats dans la stratosphère. Les réanalyses ERA-40, n'étant pas utilisées dans ce manuscrit, elles ne sont pas détaillées. Des informations complètes les concernant sont disponibles dans la publication de référence Uppala *et al.* [2005].

II.1.2.1 Les réanalyses ERA-Interim

Les données ERA-Interim constituent la dernière version de réanalyses produites à partir du modèle de l'ECMWF, visant à remplacer les réanalyses ERA-40 et améliorer la représentation du cycle de l'eau, la qualité de la circulation stratosphérique et la prise en compte des biais observationnels [Berrisford *et al.*, 2011 ; Dee *et al.*, 2011]. Le modèle ERA-Interim est basé sur la version CY31r2 actuelle du modèle opérationnel de l'ECMWF et fonctionne avec une résolution T255L60 (~79 km, 60 niveaux), plus élevée que celle de ERA-40 (T159L60). La différence majeure avec ERA-40 réside dans le choix d'un système

d'assimilation à quatre dimensions au lieu de trois et la prise en compte du biais dans la radiance des satellites [Dee and Uppala, 2009]. Les réanalyses ERA-Interim, initialement disponibles à partir de 1989, ont été depuis peu étendues à l'année 1979, correspondant au début de l'ère satellitaire. La figure 2.2 illustre le nombre de mesures assimilées quotidiennement dans le modèle ERA-Interim. Leur nombre a augmenté d'environ 10^6 en 1989 à 10^7 par jour en 2010, essentiellement grâce à l'augmentation du nombre d'observations satellitaires.

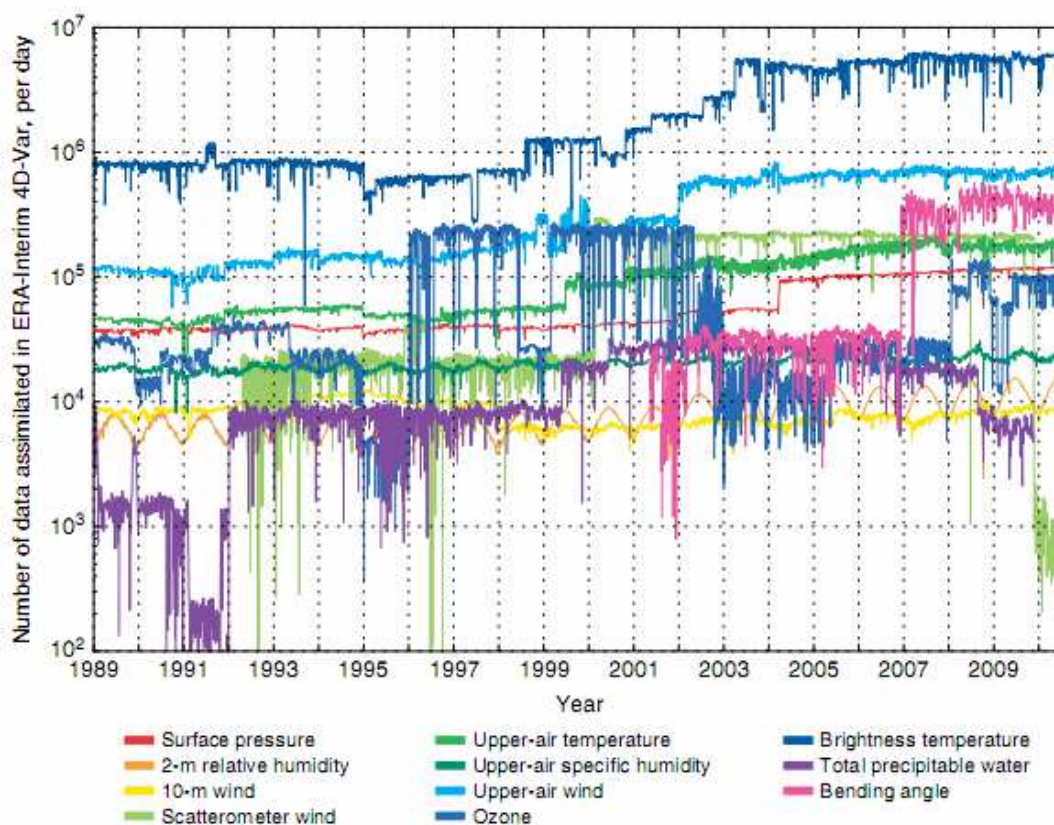


Figure 2.2. Volume des observations journalières assimilées dans la composante d'analyse atmosphérique de ERA-Interim. D'après Dee et al., [2011].

Les produits ERA-Interim, utilisés par la suite, disposent d'une résolution horizontale de $1,125^\circ/1,125^\circ$ et d'un nombre de niveaux verticaux égal à 37 pour les données en niveaux pression (fichiers ASCII) et 60 en niveaux hybrides (fichiers GRIB). Les niveaux de pression sont les suivants : 1000, 975, 950, 925, 900, 875, 850, 825, 800, 775, 750, 700, 650, 600, 550, 500, 450, 400, 350, 300, 250, 225, 200, 175, 150, 125, 100, 70, 50, 30, 20, 10, 7, 5, 3, 2 et 1 hPa. La figure 2.3 illustre les différences entre les niveaux pression (bleus) et hybrides (rouges) pour les données opérationnelles et ERA-Interim. Les données en niveaux pression des analyses opérationnelles ne présentent pas de différence dans la moyenne stratosphère par rapport aux données ERA-Interim. En revanche, dans la région de l'UTLS [300 ; 100] hPa, les réanalyses ERA-Interim offrent un plus grand nombre de niveaux, permettant une meilleure représentation des échanges troposphère/stratosphère. À l'inverse, les 91 niveaux hybrides des données opérationnelles permettent une meilleure résolution de la stratosphère

par rapport aux données ERA-Interim. Notons par ailleurs la prise en compte du relief par les niveaux hybrides, qui ne l'est pas dans les niveaux pression, permet de s'affranchir considérablement les problèmes de conditions limites dans la troposphère. Dans la stratosphère, les niveaux hybrides sont équivalents à des niveaux isobares.

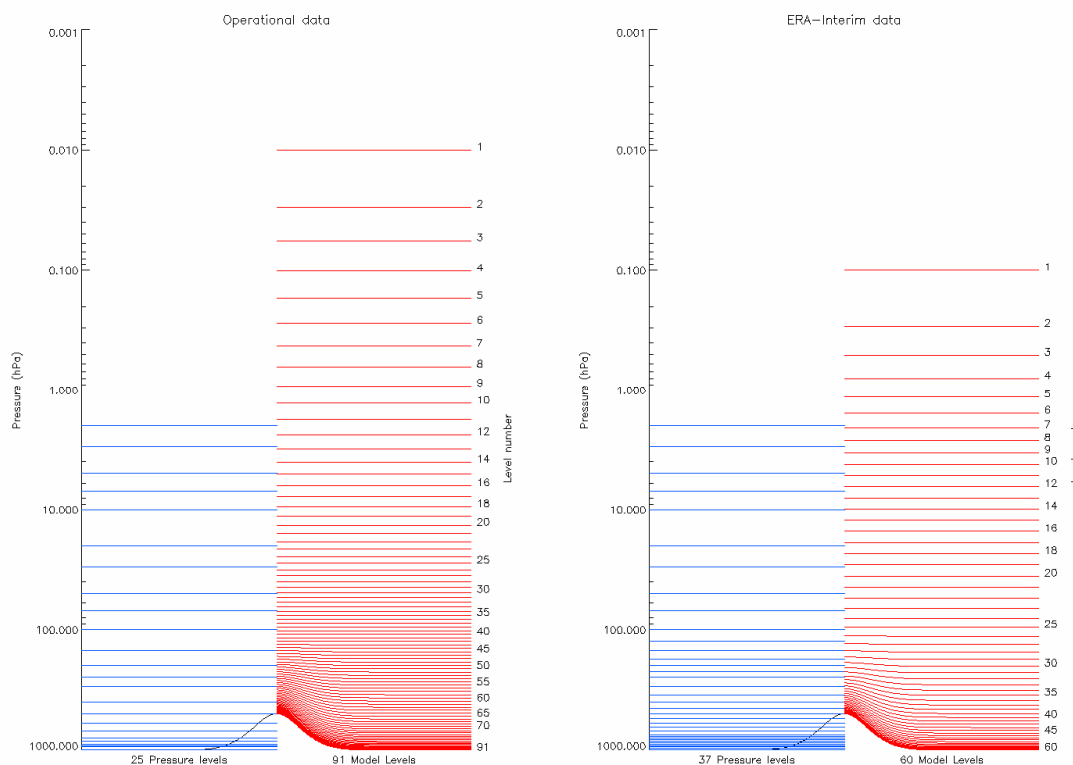


Figure 2.3. Représentations schématiques des niveaux de pression (en bleu) et hybrides (en rouge) de l'ECMWF pour les données opérationnelles (à gauche) et réanalysées ERA-Interim (à droite)

II.1.2.2 Validation des réanalyses ERA-Interim dans la stratosphère

Dans la stratosphère, l'évaluation de l'âge de l'air [Waugh and Hall, 2002], qui mesure le temps moyen de résidence d'une parcelle d'air imaginaire, est étroitement liée à l'intensité de la circulation de Brewer-Dobson. Ce diagnostic fournit une bonne mesure de la qualité des champs de vents analysés (ou réanalysés) et, en particulier, permet d'évaluer leur capacité à reproduire les phénomènes de transport dans la stratosphère et les échanges troposphère/stratosphère. La figure 2.4 représente l'âge de l'air moyen calculé à 20 km en fonction de la latitude. Les résultats montrent que l'utilisation des réanalyses ERA-Interim permet un bien meilleur accord avec les observations par comparaison avec les données ERA-40 qui conduisent à une accélération de la circulation. Il apparaît qu'à partir de la simulation ERA-40 TOMCAT, l'âge de l'air moyen à 60°N est de 2 années inférieur à l'âge moyen observé. Cependant, la simulation ERA-Interim TOMCAT semble en meilleur accord dans l'hémisphère sud que dans l'hémisphère nord, où l'écart avec les observations augmente à mesure que l'on se déplace vers le pôle.

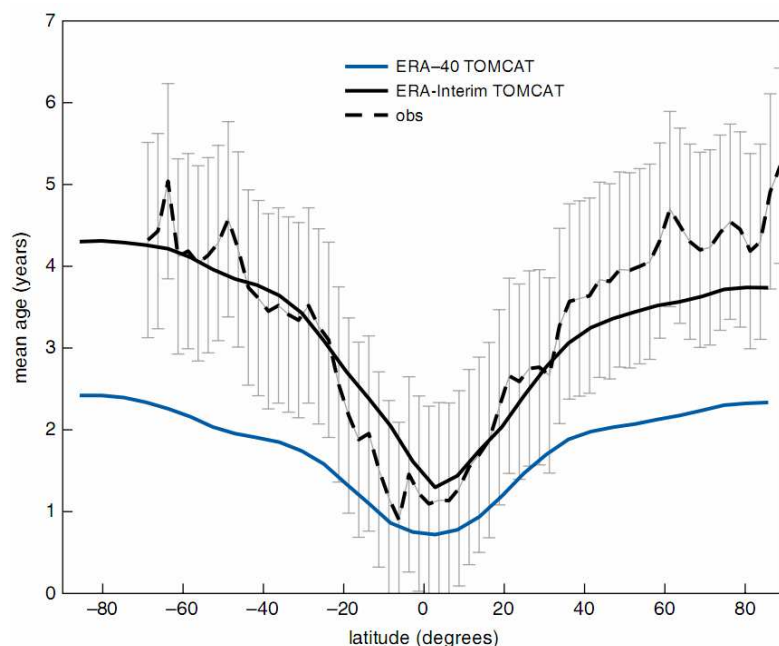


Figure 2.4. Âge de l'air moyen (en années) à 20 km et en fonction de la latitude, déterminé à partir de simulations de transport avec le modèle TOMCAT forcé par les champs de vents de ERA-40 (bleue continue) et ERA-Interim (noire continue). Les observations sont issues de mesures par avion (noires pointillées) et de leurs erreurs (barres grises). Les résultats sont montrés pour l'année 2000. D'après *Dee et al.* [2011].

Par ailleurs, le transport vertical dans la stratosphère tropicale, examiné à l'aide du « stratospheric tape-recorder » [Schoeberl *et al.*, 2008], a révélé que malgré une meilleure représentation à l'aide des réanalyses ERA-Interim, la vitesse reste deux fois supérieure aux observations [Dee *et al.*, 2011]. Enfin, les comparaisons entre les observations et les réanalyses montrent que la qualité des analyses d'ozone s'est fortement améliorée dans les champs ERA-Interim. La représentation de la QBO ne présente en revanche pas de différence notable. Ces considérations permettent donc de conclure en une meilleure représentation de la dynamique stratosphérique par le modèle ERA-Interim. Ces résultats améliorés sont principalement attribués au schéma de correction des biais des observations satellitaires implémenté dans le système d'assimilation pour ERA-Interim ainsi qu'à une meilleure qualité des données assimilées [Dee *et al.*, 2011].

II.2 Le modèle haute résolution d'advection de vorticité potentielle MIMOSA

Plusieurs modèles d'advection ont vu le jour, utilisant des méthodes différentes. Waugh and Plumb [1994] ont développé le modèle d'advection CAS (*Chirurgical Advection Contour*) où la technique consiste à advecter des isocontours de vorticité potentielle. Lorsque les structures deviennent trop fines, elles sont découpées. La méthode RDF (*Reverse Domain Filling*) consiste à effectuer des rétrotrajectoires à partir de chaque point de la grille initiale en associant la valeur finale de la vorticité potentielle à la valeur initiale [Pierce *et al.*, 1993]. Ces méthodes se sont avérées être très efficaces pour représenter les phénomènes de transport et mélange de traceurs dans la stratosphère. L'inconvénient est que les simulations ne peuvent être effectuées que sur un temps relativement court, les effets diabatiques étant négligés.

II.2.1 Description du modèle

Le modèle MIMOSA (Modélisation Isentrope du transport Méso-échelle de l'Ozone Stratosphérique par Advection) est un modèle d'advection à haute résolution de la vorticité potentielle [Hauchecorne *et al.*, 2002]. Initialement, ce modèle a été développé dans le cadre du projet européen METRO (*MEridional TRansport of Ozone in the lower stratosphere*), partie intégrante des campagnes THESEO 2000 [Newman *et al.*, 2002], visant à étudier la variabilité de l'ozone dans la stratosphère. Ce modèle a notamment permis d'identifier l'origine de filaments d'ozone, détectés dans la basse stratosphère à moyennes latitudes, à l'aide d'un lidar aéroporté [Heese *et al.*, 2001] et de lidars au sol [Godin *et al.*, 2002 ; Leblanc *et al.*, 2004]. MIMOSA a aussi été employé à plusieurs reprises pour comprendre l'origine de structures laminaires observées dans les profils verticaux, mesurés *in situ* par des instruments sous ballons, de traceurs à longue durée de vie [Durry and Hauchecorne, 2005 ; Huret *et al.*, 2006]. Lors des campagnes StraPolÉté (août 2009) et ENRICHED (février à mai 2011), le modèle MIMOSA a permis de fournir quotidiennement un aperçu des prévisions à 10 jours des conditions dynamiques dans la stratosphère. De ce fait, il a été un outil majeur pour les scientifiques dans l'aide à la décision de vol.

II.2.1.1 Principe

En l'absence d'effets diabatiques, une masse d'air se déplace le long d'une surface isentrope et sa vorticité potentielle est conservée. À l'échelle synoptique, la vorticité potentielle est une variable qui se conserve sur des périodes de plusieurs jours dans la stratosphère [Orsolini, 1995]. Elle constitue ainsi un traceur dynamique très efficace pour l'étude du transport isentrope dans la stratosphère. Basé sur ce principe, le modèle MIMOSA a donc été développé afin de suivre le déplacement des masses d'air en suivant l'évolution spatio-temporelle des champs de vorticité potentielle advectée³ (APV).

À l'initialisation, les données météorologiques ECMWF (u , v , T et p) de résolution horizontale $1,125^\circ/1,125^\circ$ (T106) sont interpolées verticalement sur une surface isentrope choisie θ_0 . La PV est ensuite calculée à partir de ces champs, puis interpolée horizontalement sur une grille orthogonale centrée sur le pôle, en projection azimutale équidistante, d'une résolution horizontale de 18,5 km (ou 37 km) équivalente à 6 (ou 3) points par degré, respectivement. Le modèle fonctionne par hémisphère en considérant les bandes de latitudes $[10^\circ\text{S} ; 90^\circ\text{N}]$ ($[90^\circ\text{S} ; 10^\circ\text{N}]$) pour l'hémisphère nord (sud), respectivement. Des simulations sur l'ensemble du globe sont effectuées en considérant chaque hémisphère séparément, puis en le raccordant dans la bande de latitudes $[5^\circ\text{S} ; 5^\circ\text{N}]$.

³ Dans ce manuscrit la notation PV a été utilisée pour désigner la vorticité potentielle advectée par le modèle MIMOSA.

II.2.1.2 Schéma d'advection et remaillage

Après l'initialisation, la PV est advectée, par pas de temps de 1 h, en chaque point de grille du modèle, à l'aide des champs de vent zonal et méridien fournis par l'ECMWF. Pour les données réanalysées et opérationnelles de l'ECMWF, le modèle sera forcé par des champs de vent aux heures 00, 06, 12 et 18 UTC. En revanche, pour les données prévisionnelles, le modèle ne sera forcé par de nouveaux champs que toutes les 12 h, ce qui contribue à augmenter l'erreur. La grille initiale, formant des mailles carrées, est déformée au cours de l'advection (figure 2.5). Après un certain temps, il est donc nécessaire de ré-interpoler le champ de la PV advectée (en bleu) sur la grille originale (en rose), afin de conserver la distance entre deux points adjacents à peu près constante, et ne pas déséquilibrer la couverture géographique de la grille. Ce processus de remaillage s'effectue toutes les 6 heures, correspondant à l'intervalle de temps induisant un écart de distance moyen entre deux points adjacents d'environ 10 à 15 % dans la gamme de température potentielle comprise entre 400 et 675 K [Hauchecorne *et al.*, 2002]. Afin de limiter les effets de diffusion numérique induits par le remaillage, un schéma d'interpolation de conservation du moment d'ordre 2 de la PV a été implémenté. Il confère des valeurs de diffusion proches de la diffusion atmosphérique réelle estimée par Waugh *et al.* [1997], atteignant $\sim 1000 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ [Montoux, 2008]. Notons par ailleurs qu'un module de diffusion explicite a été développé. Il est détaillé dans la publication de référence [Hauchecorne *et al.*, 2002].

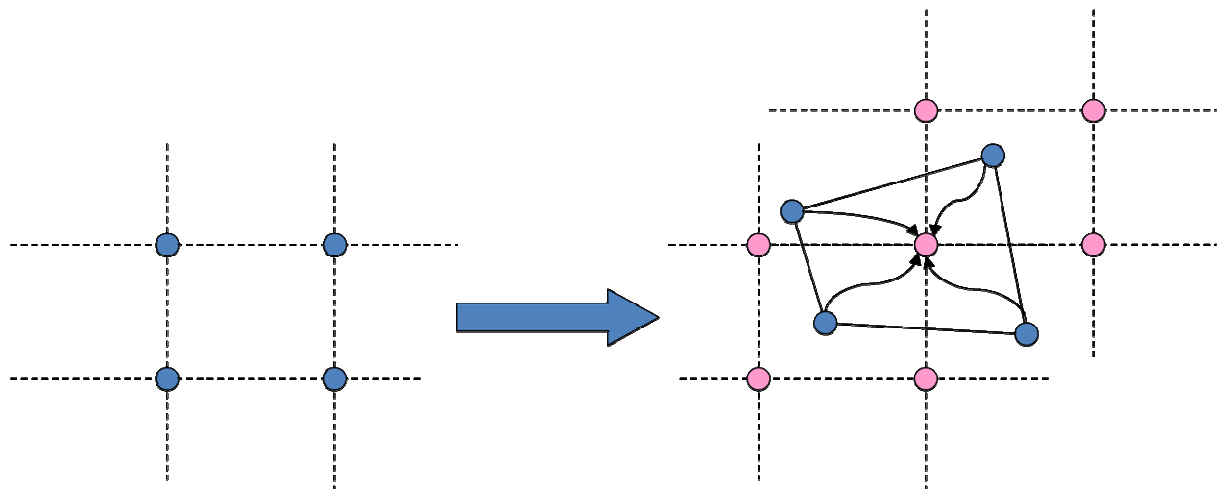


Figure 2.5. Représentation schématique de l'advection et du remaillage du modèle MIMOSA (Source : A. Hauchecorne, communication personnelle)

II.2.1.3 Relaxation de la vorticité potentielle

Pour des périodes de plus de deux semaines, le transport entre les surfaces isentropes d  à l'action de phénomènes diabatiques sur la PV doit être considérée. Pour cela, une relaxation vers le champ de PV, calculée à partir des données ECMWF, est réalisée ; communément, la constante de temps de 240 h (10 jours) est employée. Afin de conserver la structure filamentaire du champ de PV, la relaxation n'est appliquée que pour des structures spatiales d'échelle supérieure à 300 km en lissant les champs ECMWF et MIMOSA à la

même résolution spatiale. La différence entre les deux est alors utilisée pour calculer le terme de relaxation. Cette méthode permet de faire fonctionner le modèle sur plusieurs mois consécutifs pour suivre l'évolution des barrières dynamiques stratosphériques (comme le bord du vortex).

II.2.2 Version en niveaux hybrides du modèle MIMOSA

Depuis le développement du modèle MIMOSA, de nombreuses évolutions en ont vu le jour, principalement développées au LATMOS. L'ajout de la dimension verticale dans le modèle MIMOSA et le couplage avec la chimie du modèle REPROBUS [Lefèvre *et al.*, 1994] a donné lieu au modèle MIMOSA-CHIMIE [Marchand *et al.*, 2003; Tripathi *et al.*, 2006]. Plus récemment, il a été développé au LPC2E une version de MIMOSA pouvant être initialisée à l'aide des niveaux hybrides de l'ECMWF, tandis que le modèle était jusqu'alors forcé à l'aide des niveaux pression. Cette modification a été motivée par la résolution verticale dans la stratosphère deux fois supérieure pour les niveaux hybrides (figure 2.3). Par la même occasion, le modèle MIMOSA a été converti dans le langage fortran 95 [Drouin *et al.*, 2011].

La comparaison à partir des champs de PV, entre la version niveaux hybrides et niveaux pression est illustrée figure 2.6. Deux simulations ont été effectuées au niveau isentrope 850 K et initialisées le 1^{er} mars 2011. Les valeurs de PV obtenues à partir de la simulation en niveaux hybrides montre qu'elles sont généralement voisines de celles qu'on obtient avec la simulation en niveaux pression ; les résultats sont donc cohérents. De plus, les structures à grande échelle, telles que le vortex polaire au nord (fortes valeurs de PV) ou l'intrusion de faible valeur de PV au voisinage de 180°E, 60°N, sont très bien représentées quelle que soit la simulation considérée. En revanche, aux échelles plus fines, des écarts relatifs de PV pouvant atteindre jusqu'à 500 PVU sont détectés dans certaines structures. Ceci se constate principalement au niveau du pôle d'hiver, où la filamentation est maximale au voisinage du vortex polaire. Par ailleurs, les valeurs de PV au sein du vortex semblent plus élevées à partir de la simulation en niveaux hybrides. La différence de résolution verticale entre les deux jeux de données montre donc qu'elle a un impact direct sur les résultats du modèle, bien qu'ils restent cohérents. La validation de la version en niveaux hybrides sera discutée au cours du chapitre III.

Les modifications du modèle MIMOSA ont aussi permis d'en améliorer les performances de calculs. De nombreux tests effectués sur différents compilateurs ont montré un gain de temps de calcul pour les simulations utilisant la version en niveaux hybrides. Selon les compilateurs, le temps de calcul de la version en niveaux hybrides peut-être de 1,5 à 2,6 fois plus rapide que celui de la version en niveaux pression. Ces différences sont principalement dues à l'utilisation du format GRIB plutôt que du format ASCII (.ECMR).

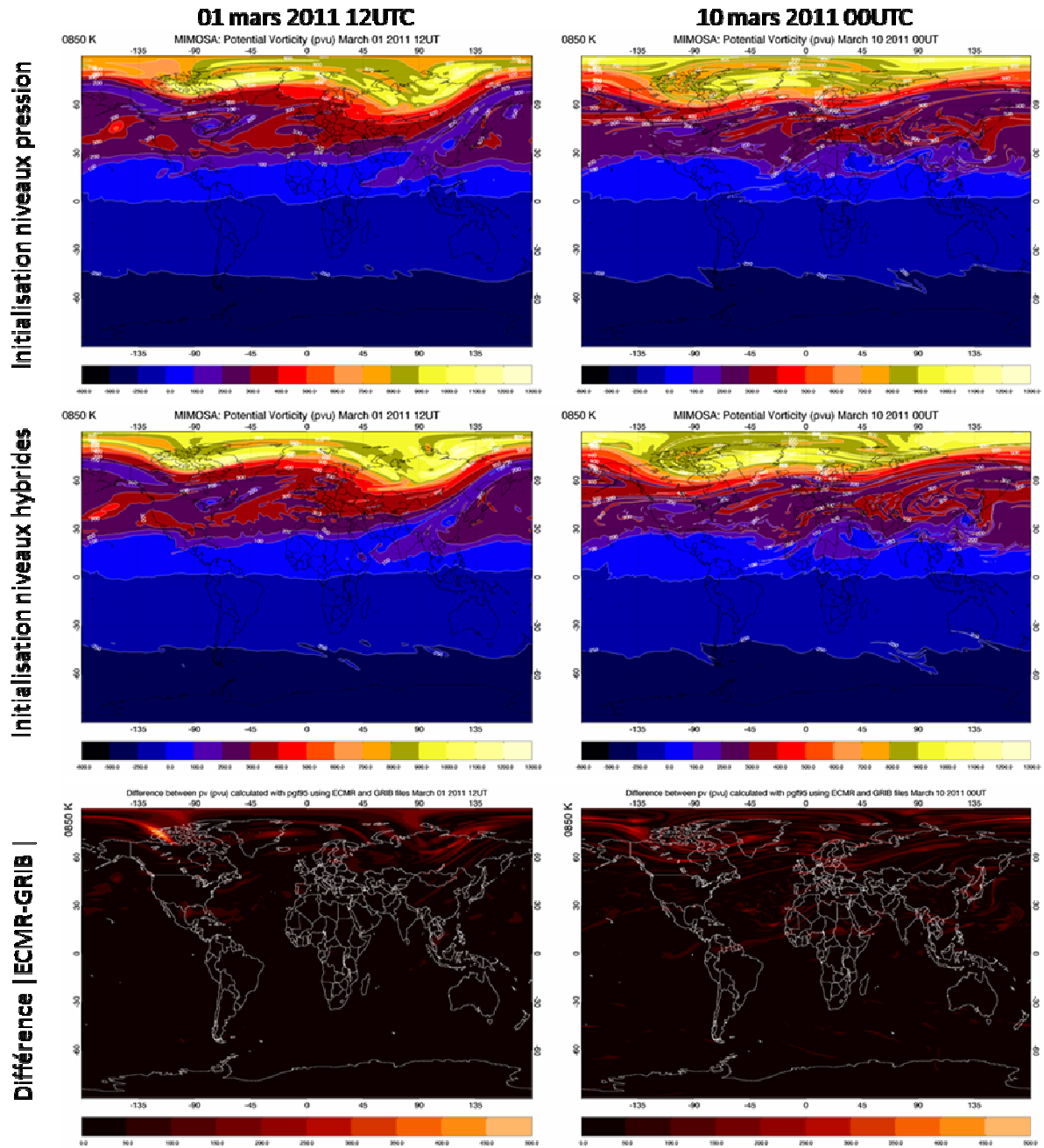


Figure 2.6. Valeur absolue de la différence entre les champs de PV (PVU) produite par MIMOSA compilé avec pgf95-11.8 sur la surface isentropie 850 K. D'après *Drouin et al.* [2011].

II.2.3 Grandeurs diagnostiques calculées à partir des résultats du modèle MIMOSA

À partir des résultats du modèle MIMOSA, plusieurs grandeurs, calculées depuis les champs de PV peuvent être extraites. Notamment la Lait-PV et la latitude équivalente.

II.2.3.1 La Lait-PV

La PV est un traceur dynamique très efficace pour suivre le déplacement d'une masse d'air au cours de processus de transport isentrope, notamment parce qu'elle dispose d'un fort gradient méridien. Cependant, la PV, du fait de sa dépendance à la pression qui décroît exponentiellement avec l'altitude, dispose aussi d'un très fort gradient vertical, comme le montre la figure 2.7. Cette caractéristique rend la comparaison entre différentes surfaces isentropes assez compliquée. Afin de s'affranchir de la dépendance verticale de la PV, *Lait* [1994] a introduit la PV modifiée aussi nommée « Lait-PV ».

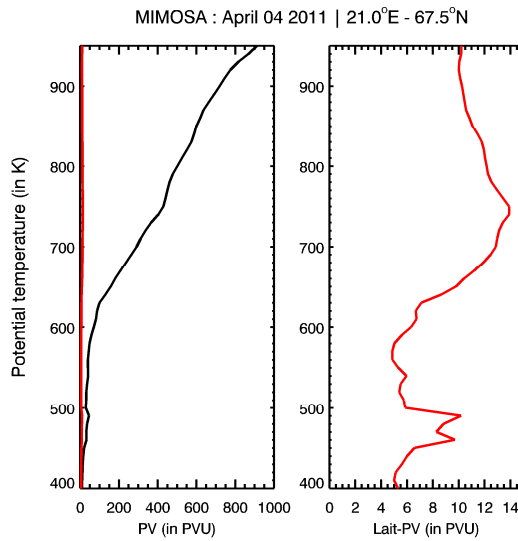


Figure 2.7. Profils verticaux de PV (noir) et de Lait-PV (rouge) obtenus à partir du modèle MIMOSA le 4 avril 2011 au-dessus d'Esrang. Les simulations MIMOSA sont effectuées à l'aide de la version en niveaux hybrides avec un pas vertical de 10 K entre 350 et 950 K.

En remarquant que le terme $\partial\theta/\partial p$ dans l'équation de PV, évolue en $\theta^{9/2}$, la multiplication par $\theta^{9/2}$ permet de s'affranchir de la dépendance en fonction de l'altitude. La Lait-PV est donc exprimée de la façon suivante :

$$LPV = PV \left(\frac{\theta}{\theta_0} \right)^{-\varepsilon} \quad (2.1)$$

où le terme PV correspond à la vorticité potentielle calculée à une température potentielle θ . Le terme θ_0 correspond à une valeur de température potentielle de référence, prise généralement dans la basse stratosphère, permettant d'adimensionner le facteur d'échelle. L'exposant ε est pris égal à 4,5.

L'exemple du 4 avril 2011 (figure 2.7) montre deux profils verticaux de PV et Lait-PV au-dessus d'Esrang (Suède). La température potentielle de référence θ_0 a été prise égale à 350 K. Le profil de PV (graphe de gauche) apparaît très lissé et sa valeur croît avec l'altitude passant de quelques PVU à 400 K pour atteindre plus de 900 PVU à 950 K. Il est donc difficile d'identifier d'éventuelles structures laminaires provenant du transport horizontal, tout signal étant masqué par le fort gradient vertical. Sur ce même graphe, le profil vertical de Lait-PV a été superposé (en rouge). Les valeurs de Lait-PV, normalisées en fonction de la température potentielle, n'indiquent plus de gradient vertical mais sont trop faibles (avec

l'échelle horizontale choisie pour le graphe de gauche) pour permettre l'indentification de structures fines.

Le profil de Lait-PV (graphe de droite) est représenté en utilisant une échelle plus adaptée selon l'axe des abscisses. Il permet de révéler la présence d'une structure laminaire de forte valeur dans la gamme de température potentielle [450 ; 500] K. Cette structure, correspondant, à priori, à un filament d'air polaire (la valeur de Lait-PV étant élevée), est certes détectée dans le profil de PV, mais le signal est très faible. Par ailleurs, une couche de grande étendue verticale au-dessus de 600 K apparaît dans le profil de Lait-PV. Elle correspond en réalité (avec l'aide des cartes MIMOSA), à la présence du vortex polaire dans cette région à partir de 650 K environ. En dessous, les cartes MIMOSA (non montrées) révèlent que l'air dans cette région est situé en dehors du vortex.

La quantité Lait-PV permet donc d'identifier plus facilement les structures laminaires, de caractériser leur épaisseur. Elle constitue donc, un diagnostic efficace pour les comparaisons avec les profils verticaux dérivés des mesures ballons. Notons cependant que la détermination du facteur d'échelle $(\theta/\theta_0)^{-\varepsilon}$ où $\varepsilon = 9/2$, est basée sur l'hypothèse d'une atmosphère isotherme. *Müller and Günther* [2003] ont proposé une formule plus générale de la Lait-PV permettant d'ajuster le terme ε au profil de température moyen en ajoutant un degré de liberté supplémentaire. Ils ont constaté que pour les conditions stratosphériques, la valeur $\varepsilon = 2$ semblait plus représentative. Néanmoins, les différences étant minimes, nous considérerons par la suite la valeur communément utilisée $\varepsilon = 9/2$.

II.2.3.2 Latitude équivalente

La latitude équivalente d'un traceur atmosphérique [*Allen and Nakamura*, 2003 ; *Nash et al.*, 1996 ; *Butchart and Remsberg*, 1986], correspond au cercle de latitude enfermant la même surface (depuis le pôle) que l'isocontour d'une espèce trace dont on cherche à caractériser le gradient méridional. Typiquement, les meilleurs candidats à cette transformation sont les traceurs chimiquement quasi-inertes dans la stratosphère tels que N_2O et CH_4 , qui ont un gradient méridional positif ou le traceur dynamique PV.

Dans notre cas, la latitude équivalente a été obtenue à partir des champs de PV du modèle MIMOSA le long d'une surface isentrope donnée par la relation :

$$\phi_{eq,q} = \sin^{-1} \left(\frac{A_q}{2\pi a^2} - 1 \right) \quad (2.2)$$

où A_q (en m^2) correspond à la surface enfermée par un isocontour de PV (en PVU) nommé ici q à un temps donné t et une surface isentrope θ . Le terme a représente le rayon de la Terre pris ici égal à 6371×10^3 m.

Numériquement, le calcul consiste à imposer initialement que la valeur maximale de q à l'instant t correspond à l'aire $A_q = 0$ ou au point qui a la latitude équivalente la plus au nord, à savoir $90^\circ N$. À l'inverse, le point de l'hémisphère nord doté de la plus faible valeur de q , sera celui qui englobe la totalité de la surface hémisphérique $A_q = 255$ millions de km^2 , correspondant à une latitude équivalente égale à $0^\circ N$. L'étape suivante consiste à créer un tableau unidimensionnel de valeurs q comprises entre le minimum et le maximum de q puis

de calculer pour chaque valeur du tableau l'aire enfermée. On obtient finalement la distribution de la PV (variable q) en fonction de la latitude équivalente $\Phi_{eq,q}$, comme le montre la figure 2.8, le 1^{er} février 2011.

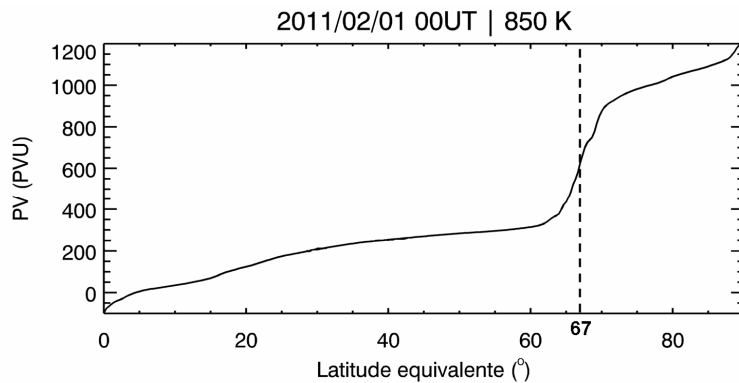


Figure 2.8. Distribution de la PV (en PVU) en fonction de la latitude équivalente (en degrés) à partir des résultats du modèle MIMOSA du 1^{er} février 2011.

Ce type de distribution permet notamment d'identifier facilement les barrières dynamiques où les gradients méridionaux des traceurs sont très marqués. Sur la figure 2.8, le très fort gradient de PV centré autour de la latitude équivalente $\Phi_{eq} \approx 67^\circ\text{N}$ ($q \approx 650$ PVU ; ligne noire pointillée) matérialise la barrière dynamique du vortex arctique. Il est alors possible de déduire la surface du vortex polaire en millions de km^2 . Dans le cas présenté, elle est équivalente (pour $\Phi_{eq} \approx 67^\circ\text{N}$) à une valeur de environ 20,2 millions de km^2 , soit environ 10 fois la taille du Groënland.

La région comprise entre 30°N et 60°N où le gradient de PV est faible constitue la zone de surf des ondes planétaires. Ce faible gradient indique en outre qu'un fort mélange s'y déroule. Enfin ce gradient s'accroît à mesure que l'on se déplace vers l'équateur constituant la seconde barrière dynamique entre les tropiques et les moyennes latitudes. La latitude équivalente est donc un diagnostic très utile pour déterminer l'évolution des barrières dynamiques dans la stratosphère en fonction du temps.

II.3 Instruments de mesures spatiales

Deux types de mesures spatiales ont été utilisés pour la détection des intrusions de masses d'air depuis les basses latitudes vers les régions polaires. Les mesures effectuées par les instruments embarqués sur satellites ont permis d'identifier et de suivre l'évolution au cours du temps de la distribution spatiale des intrusions sur l'ensemble de l'hémisphère nord. Les mesures *in situ* effectuées par l'instrument SPIRALE ont permis de sonder ce type d'évènement de manière ponctuelle et de les caractériser de manière très fine en raison de la très haute résolution verticale qu'offre cet instrument.

II.3.1 Les instruments embarqués sur plateformes satellites

Les mesures satellitaires offrent, par jour, une très bonne couverture spatiale et temporelle permettant notamment le suivi en temps réel de l'évolution des différentes espèces, et cela durant plusieurs années. L'inconvénient demeure leurs résolutions horizontales et verticales relativement faibles ; les ordres de grandeur sont d'environ quelques kilomètres verticalement et plusieurs centaines de kilomètres horizontalement. Dans la stratosphère, où les structures à grande échelle sont de l'ordre de plusieurs dizaines de millions de km^2 (vortex polaire, anticyclones à grande échelle), les mesures satellitaires peuvent donner un très bon aperçu de leur signature chimique et dynamique.

Durant cette thèse, les données satellitaires des instruments MLS et MIPAS embarqués à bord des plateformes Aura et ENVISAT ont été utilisées. Ces deux instruments et leurs produits sont décrits dans la partie qui suit.

II.3.1.1 L'instrument MLS Aura

La plateforme spatiale Aura (figure 2.9) a été lancée par la NASA le 15 juillet 2004, avec à son bord l'instrument *Microwave Limb Sounder* (MLS). Cet instrument, qui fait suite à la mission MLS/UARS, a pour but de [Waters et al., 2006] :

- déterminer et suivre l'état de rétablissement de l'ozone stratosphérique
- examiner l'impact de la composition chimique atmosphérique sur le climat
- étudier la pollution dans la haute troposphère.

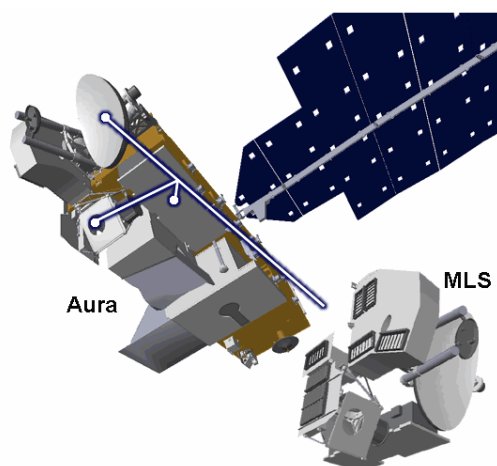


Figure 2.9. Représentation schématique de l'instrument MLS à bord de la nacelle Aura (Source : <http://mls.jpl.nasa.gov/>)

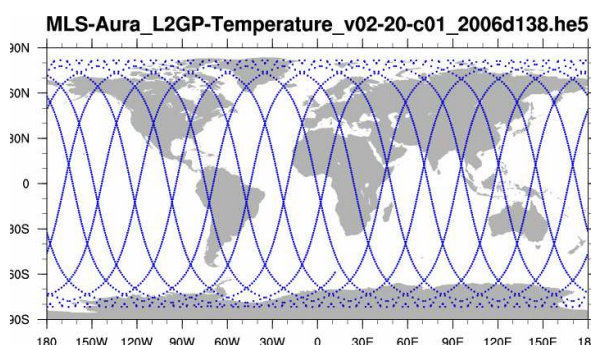


Figure 2.10. Illustration de la trajectoire de Aura le 18 mai 2006.

La plateforme Aura évolue selon une orbite quasi-polaire à une altitude de 705 km. Environ 13 orbites sont parcourues par jour (figure 2.10). L'instrument MLS/Aura dispose de cinq radiomètres qui observent, par pointage au limbe, l'émission thermique de l'atmosphère. Les régions spectrales utilisées se situent dans le domaine des micro-ondes et sont centrées

autour des fréquences 118, 190, 240, 640 GHz et 2,5 THz. Des balayages du limbe (par le radiomètre sub-mm) sont effectués toutes les 25 s avec des altitudes tangentes depuis le sol jusqu'à 90 km. Cette technique de mesure permet ainsi de dériver des profils verticaux, espacés de 165 km le long de la trajectoire du satellite. La géométrie de la mesure permet de couvrir l'ensemble de la bande de latitudes [82°S ; 82°N]. Par jour, environ 3495 profils verticaux sont produits.

L'instrument mesure les profils verticaux des espèces chimiques OH, HO₂, H₂O, O₃, HCl, ClO, HOCl, BrO, HNO₃, N₂O, CO, HCN, CH₃CN et SO₂ volcanique, les nuages de glace, la température et la hauteur géopotentielle. Il offre une très bonne couverture dans la stratosphère, alors que les mesures de la mésosphère et de la haute troposphère sont plus éparpillées. Dans le cadre de notre étude, les espèces les plus utilisées ont été H₂O, N₂O, HCl et O₃, ainsi que la température, qui sont bien représentées dans la stratosphère.

Les données MLS/Aura sont en libre accès depuis le site internet <http://mirador.gsfc.nasa.gov/> à partir du 8 août 2004. Deux versions des données sont à ce jour disponibles ; la v2.2 et la v3.3. La version 3.3 (dernière en date) a permis en outre d'améliorer la résolution verticale de certaines espèces, de réduire les biais du CO dans la haute troposphère (215 et 143 hPa) et d'augmenter l'extension verticale des données d'ozone.

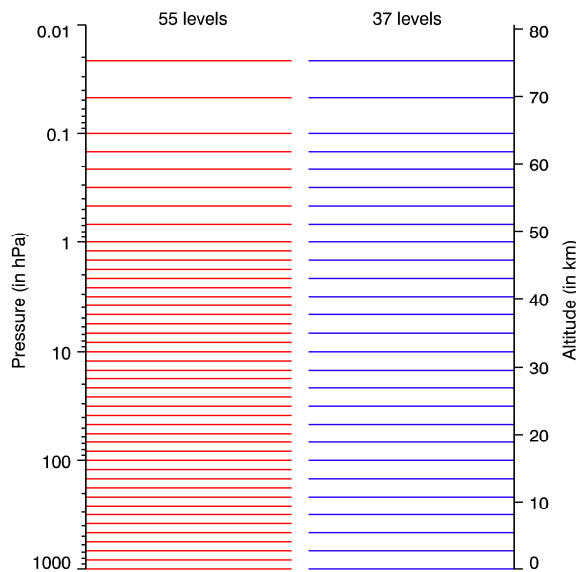


Figure 2.11. Illustration des niveaux verticaux des données MLS Aura pour la version v3.3.

II.3.1.1.1 Niveaux verticaux

Les données sont distribuées par niveaux de pression selon le produit considéré ; 55 niveaux pour la température, la hauteur géopotentielle, H₂O et O₃ et 37 niveaux pour les autres produits (figure 2.11). Du sol à la stratopause (~1 hPa), l'écart entre chaque niveau est d'environ 1,3 km (2,6 km) pour les données à 55 (37) niveaux de pression. Entre 1 et 0,1 hPa, l'espacement est de ~2,6 km pour les deux types de données. Enfin, au-delà de 0,1 hPa, l'espacement est dégradé à ~6 km.

II.3.1.1.2 Qualité des mesures

Chaque type de donnée dispose de caractéristiques spécifiques, dont les principales sont résumées dans le tableau 2.1. La résolution verticale est déduite à partir de la largeur des noyaux moyens [Rodgers, 2000], dont les représentations sont disponibles dans le document *EOS MLS Version 3.3 Level 2 data quality and description document* [Livesey et al., 2011]. Les données sont, dans les fichiers de sortie, triées pour chaque profil vertical. Chaque jour, environ 3495 profils verticaux sont inversés, couvrant l'ensemble du globe. Cependant, parmi ce grand nombre, certains doivent être exclus car ils ne disposent pas d'une qualité suffisante. Il existe donc des informations nommées « *flags* » associées à chaque profil :

- Le flag « *quality* » est relatif à la qualité du fit des radiances par l'algorithme d'inversion par rapport à la radiance observée par MLS. Les fortes (faibles) valeurs du flag « *quality* » indiquent un bon (faible) fit des radiances. Ce flag doit être considéré comme un seuil en dessous duquel les profils ne doivent pas être retenus (tableau 2.1). Ce seuil varie d'un produit à l'autre.
- Le flag « *convergence* » permet de quantifier l'écart entre le fit des radiances obtenu par l'algorithme d'inversion et celui espéré. Cette valeur est à nouveau un seuil qui cette fois-ci, ne doit pas être dépassé, et qui varie en fonction du produit (tableau 2.1).
- Le flag « *status* » correspond à une combinaison de plusieurs flags encodés en 32 bits résumant des effets pouvant affecter la qualité des profils, comme la présence de nuages à haute altitude. De plus amples détails sur ce flag sont disponibles dans la publication de Livesey et al. [2011]. Afin de nous affranchir de ces problèmes spécifiques, tous les profils dont le *status* était différent de 0 ont été exclus.

	Température	H ₂ O	N ₂ O	O ₃	HCl	
Gamme verticale d'utilisation (hPa)	261-1,0×10 ⁻³	316-2,0×10 ⁻³	100-4,6×10 ⁻¹	261-2,0×10 ⁻²	100-3,2×10 ⁻¹	
Nombre de niveaux pression	55	55	37	55	37	
Résolution verticale stratosphérique (km)	3-5 km	2,0-3,7 km	4-6 km	2,5-3 km	2,7-3 km	
Erreurs	100 hPa	2,5 K	0,3 ppmv	25 ppbv	0,03 ppmv	0,2-0,6 ppbv
	0,1 hPa	2,5 K	0,3 ppmv	16 ppbv	0,3 ppmv	>0,6 ppbv
Seuil de qualité	0,65	1,3	1,4	0,6	1,2	
Seuil de convergence	1,2	2,0	1,01	1,18	1,05	
Validation	<i>Schwartz et al., [2008]</i>	<i>Lambert et al., [2007]</i>	<i>Lambert et al., [2007]</i>	<i>Froidevaux et al., [2008a]</i>	<i>Froidevaux et al., [2008b]</i>	

Tableau 2.1. Récapitulatif des caractéristiques des MLS Aura de température, H₂O, N₂O, O₃ et HCl.

Cette première batterie de filtrage effectuée sur chaque profil conduit à un nombre de profils retenus variable en fonction du produit considéré. Typiquement, on obtient environ 3000, 3000, 2700, 3000 et 2700 / 3495 profils pour la température, H₂O, N₂O, O₃ et HCl, respectivement. Par ailleurs, au sein de chaque profil, un tri est aussi nécessaire afin de supprimer les valeurs négatives de rapports de mélange et les valeurs négatives d'erreurs qui correspondent généralement à des mesures dans la troposphère et dans la mésosphère pour les produits utilisés ici.

II.3.1.2 L'instrument MIPAS ENVISAT

MIPAS (*Michelson Interferometer for Passive Atmospheric Sounding*) est un spectromètre à transformée de Fourier effectuant des mesures au limbe de l'émission infrarouge de l'atmosphère terrestre. Il est embarqué à bord de la plateforme satellitaire ENVISAT (*ENVironment SATellite*) dont le lancement, opéré par l'ESA (*European Space Agency*), eu lieu le 1^{er} mars 2002 depuis la base de Kourou en Guyane (mais dont la mission s'est terminée en avril 2012). En relation avec les sujets scientifiques traités dans ce manuscrit, l'instrument MIPAS [Fisher et al., 2008] est, entre autres, dédié à :

- l'approfondissement de la compréhension des processus dynamiques et chimiques dans la stratosphère. Cela dans le but d'améliorer les estimations futures du rétablissement de la couche d'ozone et de déceler les effets dus à l'augmentation des gaz à effet de serre
- l'étude des divers moyens d'échanges entre la troposphère et la stratosphère, et en particulier, améliorer la compréhension des processus dynamiques qui ont lieu dans la TTL (*Tropical Transition Layer*)
- fournir des données à l'ECMWF nécessaires aux calculs d'assimilations, permettant d'améliorer les prévisions.

L'instrument MIPAS ENVISAT observe dans le moyen infrarouge, entre 4,15 µm et 14,6 µm, lui permettant de mesurer une très large gamme d'espèces. Les produits prioritaires, dits « opérationnels », qui nous intéressent particulièrement sont : la pression, la température, O₃, N₂O, NO₂, HNO₃, H₂O et CH₄. Les autres produits dérivés à l'aide des mesures MIPAS sont décrits dans la publication de Fisher et al. [2008]. Au total, 25 espèces peuvent être dérivées des mesures de MIPAS. Les mesures sont effectuées selon 17 lignes de visée dont les altitudes des points tangents sont situées entre 8 et 68 km. L'espacement vertical entre deux mesures est d'environ 3 km dans la stratosphère et 5 km au-delà. Après la prise en compte des noyaux moyens, la résolution verticale des produits est d'environ 3 km [Lahoz et al., 2007 ; von Clarmann et al., 2009]. La plateforme ENVISAT effectue environ 14,4 orbites polaires héliosynchrones par jour lui permettant de couvrir l'ensemble de la planète et de produire environ 1000 profils verticaux en une journée. L'espace entre deux mesures le long de la trajectoire est de environ 3,5° en latitude (soit environ 400 km). Notons cependant que l'instrument MIPAS ENVISAT a fonctionné de manière optimale entre juillet 2002 et mars

2004. Après cette date, des défauts liés à l'interféromètre sont apparus et la production de données a été stoppée jusqu'en janvier 2005. À partir du 27 janvier 2005, les données ont été à nouveau produites avec une plus faible résolution spectrale mais un meilleur échantillonnage vertical [Stiller *et al.*, 2012]. Les mesures sont restées éparées jusqu'en 2007 où la couverture spatio-temporelle est redevenue importante.

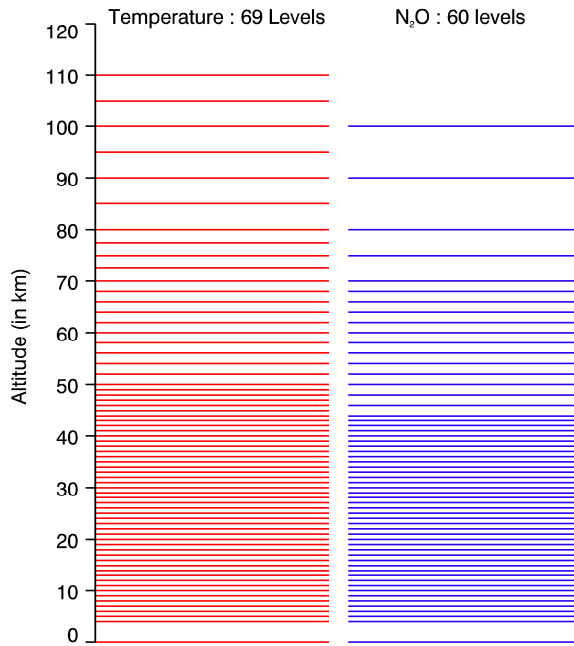


Figure 2.12. Illustration des niveaux verticaux des données MIPAS/ENVISAT pour la version v5R, fournie par l'IMK.

Les données de niveau L2 utilisées dans les travaux présentés ici sont issues de la version v5R, fournie par l'IMK (*The Institute for Meteorology and Climate Research*). La version v5R, la plus récente, est disponible du 27 janvier 2005 au 30 avril 2011 à l'adresse suivante <http://www-imk.fzk.de/asf/sat/envisat-data/>. La température s'étend sur 69 niveaux verticaux tandis que les autres données s'étendent sur 60 niveaux verticaux (figure 2.12). Les niveaux verticaux sont donnés à des altitudes constantes, contrairement aux données MLS Aura fournies selon des niveaux isobares. Dans la stratosphère, qui nous intéresse plus particulièrement, le pas vertical est de 1 km. Les incertitudes systématiques pour les espèces considérées varient dans la gamme 5-15 % [Sinnhuber *et al.*, 2011]. De manière analogue au tri effectué sur les données MLS Aura, les données MIPAS ENVISAT de l'IMK associées à une précision inférieure ou égale à 0 ne sont pas retenues.

II.3.1.3 Méthodes d'interpolation

Pour représenter les données satellitaires en fonction de la température potentielle, il est nécessaire d'effectuer une interpolation depuis les niveaux isobares initiaux. Les profils de température étant fournis aux mêmes niveaux de pression que les espèces, la température potentielle en chaque point du profil est calculée dans un premier temps. L'espèce est ensuite interpolée à la température potentielle voulue θ_{ref} pour chaque profil selon l'équation :

$$X_{n,ref} = (1 - \alpha) X_{n,k} + \alpha X_{n,k+1} \quad (2.3)$$

avec

$$\alpha = \frac{\ln(\theta_{ref} / \theta_{n,k})}{\ln(\theta_{n,k+1} / \theta_{n,k})} \quad (2.4)$$

où n et k sont les indices relatifs au numéro de profil et au niveau vertical, respectivement. Le terme X désigne le rapport de mélange de l'espèce considérée. L'interpolation est effectuée en considérant les deux niveaux les plus proches $\theta_{n,k}$ et $\theta_{n,k+1}$, respectivement en dessous et au dessus du niveau d'interpolation θ_0 .

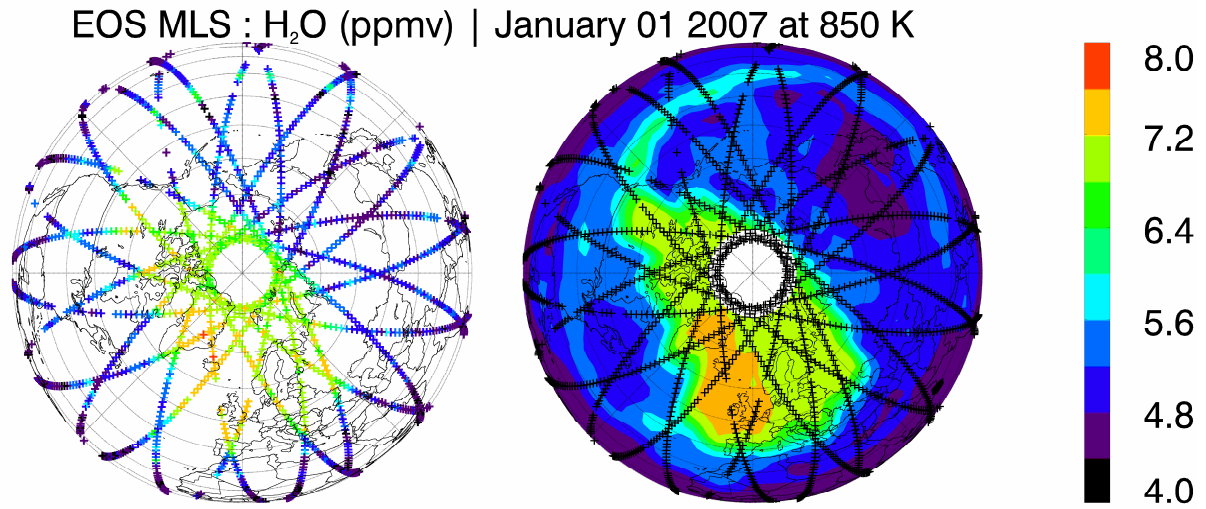


Figure 2.13. Exemple d'interpolation horizontale avec les données MLS/Aura de H₂O (ppmv) le 1^{er} janvier 2007 à 850 K.

Les données étant fournies le long des orbites du satellite, une interpolation horizontale doit être effectuée pour obtenir une représentation selon une grille en longitude/latitude régulière. Pour chaque point de cette grille, une pondération en fonction de la distance avec les deux points les plus proches de la grille initiale (irrégulière) permet de réaliser l'interpolation. Les résultats de ce type d'interpolation linéaire sont montrés sur la figure 2.13 avec un pas de 3°/3° en longitude/latitude, le 1^{er} janvier 2007 à 850 K à partir des données de H₂O de MLS/Aura. La carte de gauche montre les données brutes, calculées le long des orbites du satellite après un filtrage prenant en considération les flags décrits dans la partie II.3.1.2 ; sur 3495 profils, 2975 ont été retenus ce jour-ci. Les conséquences du tri sont notamment illustrées par l'absence de points (le long de l'orbite) au nord de l'Irlande ou encore au dessus de la Mauritanie. Malgré cela, l'hémisphère nord reste bien couvert par les mesures. Par ailleurs, le tracé des orbites montre bien l'absence de données au nord de 82°N. Les résultats de l'interpolation sont représentés par des isocontours sur la carte de droite. La structure à grande échelle située au pôle (fortes valeurs de H₂O), correspondant au vortex polaire, est en très bon accord avec la position et la valeur des points relevés le long des orbites (graphe de gauche). La structure fine (fortes valeurs de H₂O) situées vers 40°N au

dessus du Pacifique correspond à un filament se détachant du bord du vortex polaire. Les résultats de l'interpolation sur de fines structures montrent bien la cohérence de l'interpolation effectuée. Notons qu'une telle interpolation est avantageuse pour représenter les champs de données sur une carte. En revanche, dans le cadre d'analyses quantitatives plus détaillées telles que des comparaisons avec des ballons, il est préférable d'utiliser les données avant l'interpolation horizontale qui est, dans les régions non couvertes, une source importante d'erreurs.

II.3.2 L'instrument de mesures *in situ* SPIRALE

L'instrument de mesures *in situ* SPIRALE (SPectroscopie Infra-Rouge par Absorption de Lasers Embarqués) est une nacelle embarquée (figure 2.14) sous ballon stratosphérique qui a été développée au LPC2E [Moreau *et al.*, 2005]. L'instrument SPIRALE est un spectromètre comportant six diodes laser accordables pouvant mesurer différentes espèces chimiques depuis la haute troposphère jusque dans la moyenne stratosphère (environ 34 km d'altitude), cette limite étant le plafond atteint par le ballon.

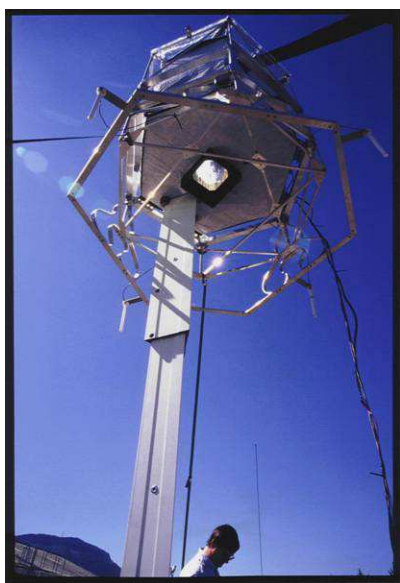


Figure 2.14. Photographie de l'instrument SPIRALE vu du dessous lorsque le mat optique est déployé.

L'absorption des faisceaux laser dans l'infrarouge moyen (3-8 μm) a lieu entre deux miroirs placés aux extrémités d'un mât pouvant se déployer, constituant ainsi une cellule optique multipassage de Herriott. Lorsque le mât est déployé, la distance entre les deux miroirs atteint 3,5 m conférant à la cellule un chemin optique de 430,5 m. Les espèces chimiques O_3 , N_2O , CH_4 , HCl , NO_2 , HNO_3 , CO ou encore OCS sont mesurées à une fréquence d'échantillonnage égale à 1 Hz, ce qui correspond environ à une résolution verticale de 3 à 5 m, dépendant de la vitesse verticale du ballon. L'incertitude totale des mesures tient compte des erreurs aléatoires et des erreurs systématiques combinées en la racine carrée de leur somme quadratique. Les erreurs aléatoires sont essentiellement d'origine instrumentale. Elles sont dues aux fluctuations du signal émis par le laser (lumière parasite et

variations d'émission du laser) ainsi qu'à des phénomènes d'interférences (spectre cannelé résiduel) et au bruit des détecteurs [Mébarki, 2009]. Ces erreurs sont maximales dans les basses couches (inférieures à 20 km) où le rapport signal/bruit est élevé. Les erreurs systématiques sont principalement dues à la fonction d'appareil qui est elle-même dépendante des caractéristiques intrinsèques du laser et contribue majoritairement dans le domaine des basses pressions (dans les hautes couches). La publication de référence de l'instrument SPIRALE [Moreau et al., 2005] indique qu'à basse pression, une erreur de 10% sur la fonction d'appareil est responsable d'une erreur de 5% sur les rapports de mélange. Enfin les erreurs systématiques tiennent aussi compte des paramètres spectroscopiques (intensité des raies d'absorption, coefficient d'élargissement collisionnel...) fournies dans les bases de données. Pour le monoxyde de carbone (CO), les incertitudes augmentent de 2,5% en dessous de 15 km d'altitude croissant régulièrement jusqu'à 6% vers 17 km d'altitude. L'oxyde nitreux (N₂O) et le méthane (CH₄) ont des incertitudes inférieures à 3% sur l'ensemble du profil.

Depuis sa première mise en oeuvre, l'instrument SPIRALE a volé à de nombreuses reprises en région arctique, aux moyennes latitudes et en région tropicale. En utilisant les corrélations d'espèces chimiques, des processus de transport et de mélange de masses d'air ont pu être mis en évidence dans la basse et moyenne stratosphère aux moyennes latitudes [Huret et al., 2006 ; Pirre et al., 2008]. En région polaire, les processus de dénitrification/renitrification ont été étudiés au sein du vortex polaire [Grossel et al., 2010] ainsi que les descentes mésosphériques [Huret et al., 2006]. Les données de l'instrument SPIRALE ont aussi permis d'évaluer la capacité des modèles à reproduire la distribution d'espèces chimiques dans la stratosphère [Berthet et al., 2006] et à valider des mesures satellites [Payan et al., 2009]. Plus récemment, les mesures de HCl en région tropicale (Teresina, Brésil) ont été utilisées afin d'estimer la contribution des substances à très courte durée de vie (VSLS pour *Very Short-Lived Substances*) au budget total de chlore dans la stratosphère [Mébarki et al., 2010].

II.4 Conclusion

Les outils présentés au cours de ce chapitre apportent un nombre conséquent de moyens d'analyse. Durant les campagnes de mesures ballons effectuées en région polaire, le rapatriement quotidien des données météorologiques analysées et des prévisionnelles de l'ECMWF ont permis d'effectuer un grand nombre de simulations du modèle MIMOSA et de ce fait, de contribuer de manière importante utile pour les scientifiques à la décision de vol.

Pour analyser plus finement les mesures SPIRALE et pour les études climatologiques, les données réanalysées ERA-Interim ont été préférées aux données analysées, disposant d'une plus grande résolution verticale. Ainsi, 32 années consécutives entre 1980 et 2011 de données de vent, température, pression et altitude géopotentielle ont été rapatriées. Par ailleurs, l'ensemble des données de MLS/Aura de N₂O, H₂O et O₃ ont été analysées. Les

données MIPAS/ENVISAT de l'IMK ont en revanche été utilisées selon des périodes bien ciblées.

Chapitre III

Observations & modélisation d'intrusions de masses d'air vers la stratosphère polaire au printemps et en été

Les campagnes de mesures sous ballons des projets ENRICHED et StraPolÉté, opérées au printemps 2011 et en été 2009 à Esrange (Suède, 67,9°N ; 21,1°E), ont permis d'obtenir des mesures de différentes espèces chimiques à haute résolution verticale dans la stratosphère. Plus particulièrement, les profils verticaux des traceurs à longue durée de vie N₂O et CO mesurés par l'instrument SPIRALE ont révélé d'importantes structures laminaires. Par ailleurs, les observations de traceurs de l'instrument SPIRALE et des instruments satellites MLS/Aura et MIPAS/ENVISAT, ont permis d'identifier la présence, en région polaire, d'air provenant des basses latitudes. Ce chapitre est dédié, d'une part à la description de ces intrusions et d'autre part à l'identification des causes dynamiques sous-jacentes.

Le chapitre est organisé de la manière suivante : dans un premier temps, la description des profils SPIRALE, obtenus en région polaire au printemps et en été, est effectuée, suivie dans un second temps, de leur interprétation à partir d'outils de modélisation. La troisième partie est consacrée à la caractérisation de la transition de régime dynamique dans la moyenne stratosphère entre l'hiver et l'été. En particulier, les intrusions à grande échelle de masses d'air issues des basses latitudes et, pouvant perdurer jusqu'en été en région polaire, sont identifiées par observations satellitaires, puis modélisées. Enfin, la quatrième partie est dédiée à l'analyse des conditions dynamiques favorables dans la stratosphère conduisant à de tels événements.

III.1 Observations locales de structures laminaires dans la stratosphère polaire : mesures de l'instrument SPIRALE

Au cours de la campagne ENRICHED, l'instrument SPIRALE a effectué un vol (nommé par la suite SP20_P) entre le 20 avril 2011 à 20:35 UT et le 21 avril à 00:08 UT. Les mesures ont été effectuées entre 9 et 34 km d'altitude. Lors de la campagne StraPolÉté, l'instrument SPIRALE a volé à deux reprises ; le 7 août 2009 de 01:25 à 06:40 UT entre 9 et 34 km (SP07_E) et le 24 août 2009 de 20:30 à 02:10 UT à nouveau entre 9 et 34 km (SP24_E). Tous ces vols ont été opérés depuis la base d'Esrang (67,9°N ; 21,1°E) en Suède.

III.1.1 Mesures locales au printemps (SP20_P)

Le profil vertical du rapport de mélange d'oxyde nitreux N_2O (en ppbv) en fonction de la température potentielle, obtenu par l'instrument SPIRALE le 20 avril 2011 (SP20_P), est présenté sur la figure 3.1. À titre de comparaison, le profil du 24 août 2009 (SP24_E) est superposé. L'erreur, inférieure à 3% sur l'ensemble du profil [Moreau *et al.*, 2005] n'est pas représentée. En raison de la très haute résolution verticale de l'instrument (~5m), de fines oscillations sont visibles sur l'ensemble des deux profils. Le rapport de mélange pour les deux profils de N_2O décroît avec l'altitude de ~300 ppbv à 350 K (~12,5 km) contre ~40 ppbv vers 900 K (~32 km) ce qui est bon accord général avec les observations satellitaires [Randel *et al.*, 1994 ; Waugh *et al.*, 1997]. Les deux structures les plus remarquables sont les deux couches du profil SP20_P comprises entre les surfaces isentropes [590 ; 660] K (notée C1) et [700 ; 820] K (notée C2). Elles indiquent une forte augmentation du rapport de mélange de N_2O atteignant des maxima locaux de ~200 ppbv et ~150 ppbv respectivement, soit des anomalies positives d'environ 80 ppbv par rapport au profil SP24_E correspondant à un profil de N_2O d'air polaire non perturbé.

III.1.2 Mesures locales en été (SP07_E et SP24_E)

Les mesures de monoxyde de carbone (CO) effectuées par SPIRALE les 7 et 24 Août 2009, SP07_E et SP24_E respectivement, sont illustrées figure 3.2. Les deux profils verticaux présentent des allures très différentes. Le profil SP24_E, obtenu fin août, décroît de manière quasi-monotone avec l'altitude allant de ~30 ppbv à la tropopause jusqu'à ~18 ppbv à 17 km d'altitude. Ces résultats sont en bon accord avec les rapports de mélange de CO mesurés dans la basse stratosphère polaire à partir de mesures du satellite MLS Aura en été [Filipiak *et al.*, 2005 ; Pumphrey *et al.*, 2007]. Par ailleurs, ce profil ne présente aucune structure laminaire particulièrement prononcée. En comparaison, le SP07_E, mesuré début août, est pourvu de deux épaisses couches aux gammes d'altitudes [10,6 ; 12,6] km (notée L1) et [12,6 ; 14,2] km (notée L2) montrant de fortes augmentations de CO atteignant des maxima locaux de 85 et 45 ppbv respectivement. Au-delà de 14,2 km d'altitude, les deux profils en été ont des valeurs

de CO similaires, caractéristiques de l'air polaire stratosphérique. Le profil SP07_E montre aussi de très fines structures laminaires comprises entre quelques dizaines et quelques centaines de mètres enveloppées dans les deux couches principales L1 et L2.

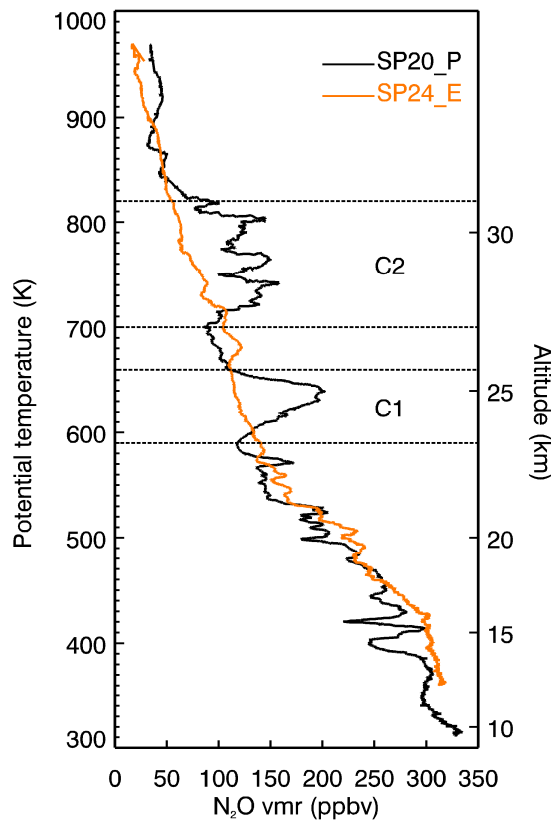


Figure 3.1. Profil vertical de N_2O (en ppbv) en fonction de la température potentielle mesuré par SPIRALE durant le vol du 20 avril 2011 (noir) et du 24 août 2009 (orange) au dessus d'Esrang.

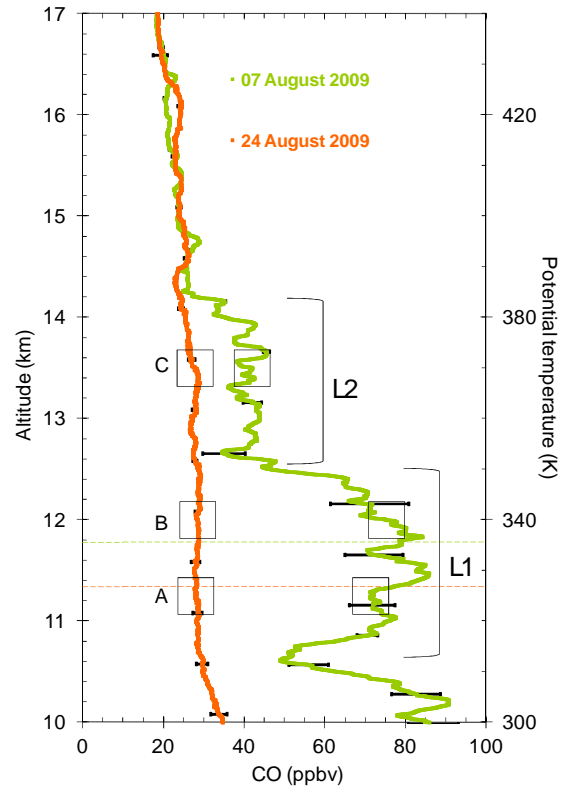


Figure 3.2. Profils verticaux des rapports de mélange de CO (en ppbv) mesurés par l'instrument SPIRALE au-dessus d'Esrang les 7 (vert) et 24 (orange) août 2009. Les lignes horizontales pointillées représentent la hauteur de la tropopause pour chaque vol. Les carrés A, B et C représentent les altitudes des boîtes pour le calcul des rétrotrajectoires (cf figure 3.7). D'après *Krysztofiak et al.* [2012].

Les mesures de traceurs à longue durée de vie effectuées par SPIRALE au printemps et en été révèlent donc la présence de structures laminaires. Celles-ci s'étendent sur l'ensemble du profil printanier (SP20_P) avec deux couches (C1 et C2) particulièrement prononcées dans la moyenne stratosphère, et se limitent à la haute troposphère/basse stratosphère en été (SP07_E). Les productions et destructions chimiques de ces espèces étant très lentes aux altitudes considérées, les causes vraisemblablement dynamiques de ces variations de rapport de mélange sont étudiées dans la section 2, et en particulier les phénomènes de transport à l'aide d'outils de modélisation.

III.2 Modélisation du transport

Le transport à grande échelle est examiné en utilisant les modèles d'advection le long des surfaces isentropes MIMOSA [Hauchecorne *et al.*, 2002], décrit en détail dans le chapitre II, et FLEXTRA [Stohl *et al.*, 1995] qui est un modèle lagrangien permettant le calcul de rétrotrajectoires tridimensionnelles de masses d'air à partir des champs météorologiques de l'ECMWF.

III.2.1 Analyse du transport isentrope

III.2.1.1 Profil vertical au printemps SP20_P

Les champs de vorticité potentielle (PV) issus du modèle MIMOSA, initialisé et forcé à partir des données en niveau de pression des réanalyses ERA-INTERIM, sont montrés sur la figure 3.3 dans la région d'Esrangle à différents niveaux isentropes pour le 21 avril à 00 UT. Les valeurs de PV colorées en bleu caractérisent les masses d'air provenant des moyennes et basses latitudes, tandis que les valeurs colorées en rouge indiquent que les masses d'air sont d'origine polaire. Dans les plus bas niveaux, les résultats révèlent que l'instrument SPIRALE a sondé des masses d'air de valeurs de PV égales à 20 et 44 PVU aux niveaux isentropes 450 K (~17,5 km) et 550 K (~21,5 km), respectivement. L'air sondé n'est donc pas typiquement polaire comme le révèle la structure contenant des valeurs de PV supérieures à 28 et 65 PVU localisées au nord-est des deux cartes. Par ailleurs, à ces deux niveaux, l'instrument n'apparaît pas sonder une structure particulièrement définie telle qu'une intrusion. Ceci est notamment révélé au regard des cartes à l'échelle de l'hémisphère nord qui montrent que les contours de 20 PVU (à 450 K) et 44 PVU (à 550 K), couvrent la quasi-totalité de l'hémisphère.

À partir de la surface isentrope 650 K (~25,5 km) et au-dessus, les cartes de PV montrent des structures dynamiques bien distinctes de celles observées pour les niveaux inférieurs. Sur les cartes à 650 K, 750 K (~29 km) et 850 K (~31 km), l'instrument SPIRALE se situe dans une langue de PV ayant des valeurs caractéristiques inférieures à 80, 120 et 200 PVU, tandis que l'air environnant indique des valeurs de PV supérieures à, respectivement, 108, 216, et 300 PVU. Cela indique donc que l'instrument SPIRALE a sondé une masse d'air provenant initialement des basses latitudes puis advectée en région polaire. À 950 K (~33-34 km), cette même langue apparaît aussi, mais en décalage par rapport aux niveaux inférieurs, et n'est donc pas sondée par SPIRALE. Qualitativement, ces résultats semblent cohérents avec le profil de N₂O (figure 3.1) qui indique que les principales couches (C1 et C2) où les valeurs fortes de N₂O sont détectées, sont situées entre les surfaces isentropes 600 et 820 K ; les fortes valeurs de N₂O correspondent aux faibles valeurs de PV.

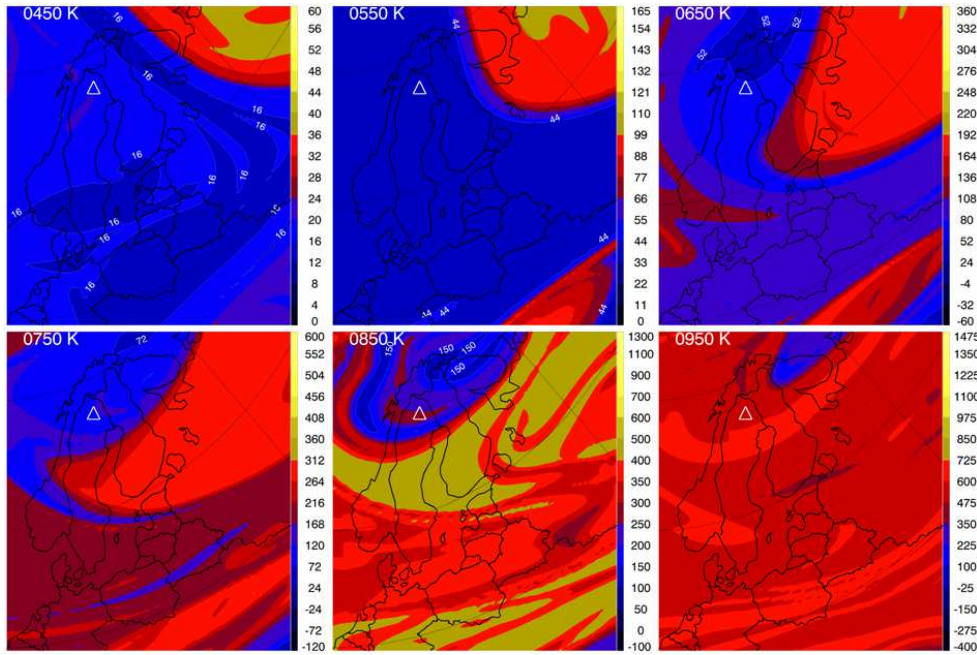


Figure 3.3. Cartes de PV (en PVU) du modèle MIMOSA dans la région d'Esrange (triangle blanc) le 21 avril 2011 à 00 UT. Les niveaux représentés vont de 450 à 950 K par pas de 100 K.

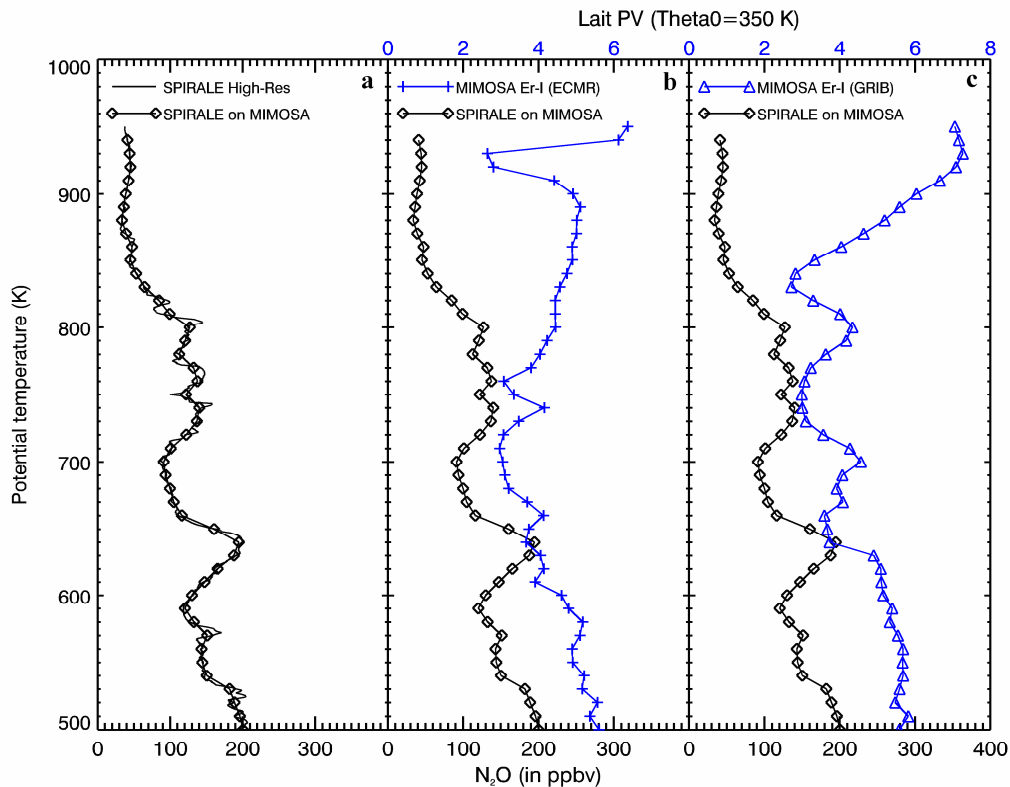


Figure 3.4. Profil vertical du (a) rapport de mélange de N_2O (en ppbv) mesuré par l'instrument SPIRALE le 20 avril 2011 (SP20_P) et lissé à une résolution verticale de 10 K (losanges). (b) SP20_P lissé et profil vertical de Lait-PV (croix bleues) calculé au-dessus d'Esrange par MIMOSA initialisé avec les niveaux de pression de l'ECMWF. (c) SP20_P dégradé et profil vertical de Lait-PV (triangles bleus) calculé au-dessus d'Esrange par MIMOSA initialisé avec les niveaux hybrides de l'ECMWF. Les profils de Lait-PV (en PVU) de MIMOSA sont calculés le 21 avril 2011 à 00 UT et normalisés à partir de la surface isentrope 350 K.

Afin d'affiner l'analyse précédente, nous avons réalisé une comparaison du profil de PV et de N₂O. Pour cela, deux sortes de simulations MIMOSA ont été effectuées, l'une à l'aide des niveaux de pressions de ERA-INTERIM et l'autre à l'aide des niveaux hybrides. Les simulations ont été effectuées tous les 10 K entre 350 K et 950 K, soit selon 61 niveaux verticaux. Le profil de N₂O de SPIRALE a été lissé à une résolution verticale de 10 K et ré-échantillonné sur les mêmes niveaux que MIMOSA pour que la comparaison soit cohérente (cf Chapitre II). Pour dégrader le profil, une fonction de poids de forme triangulaire et de largeur à mi-hauteur égale à la résolution verticale 10 K est appliquée. Les résultats de PV ont été convertis en Lait-PV (éq 2.1) afin de s'affranchir de leur dépendance verticale. Ils sont montrés sur la figure 3.4.

Le profil de Lait-PV obtenu à partir de la simulation en niveaux de pression (en bleu figure 3.4a) montre que le modèle MIMOSA conduit à de faibles valeurs dans la gamme verticale [600 ; 770] K, relativement au reste du profil ; il y a donc présence d'une intrusion venant des plus basses latitudes. Cette structure est assez cohérente avec le profil de N₂O qui montre deux fortes augmentations dans les couches [590 ; 660] et [700 ; 820] K. Bien que la présence de l'intrusion soit identifiable, la différence d'ordre de grandeur de la gamme verticale et l'absence de structure en bicouche (C1 et C2) montre que les résultats ne sont pas très concordants.

Une très nette amélioration de l'anticorrélation PV/N₂O est obtenue à partir des simulations effectuées à l'aide des niveaux hybrides. Les résultats MIMOSA obtenus au-dessus d'Esrang montrent une intrusion comprise dans la gamme verticale [630 ; 860] K. Par comparaison avec la simulation en niveaux de pression, la signature dans la Lait-PV est plus prononcée par rapport au reste du profil et plus facilement identifiable. L'intrusion présente une structure en trois couches, respectivement centrées à 650, 750 et 830 K. Les deux premières montrent une bonne anticorrélation avec les couches relevées dans le profil de N₂O centrées à 640 et 760 K. En revanche, la couche la plus haute obtenue par MIMOSA n'apparaît pas dans les mesures de SPIRALE, la signature de l'intrusion s'estompant à ce niveau de température potentielle. Malgré ce désaccord, on constate que la simulation en niveaux hybrides présente, qualitativement, une meilleure anticorrélation avec les mesures que la simulation en niveaux de pression.

Les résultats obtenus montrent donc que les structures laminaires observées par SPIRALE dans la nuit du 20 au 21 avril 2011 proviennent bien de phénomènes de transport isentrope à grande échelle depuis les plus basses latitudes. Ils permettent aussi de démontrer la capacité de MIMOSA à représenter ce type d'évènement dans la moyenne stratosphère [Durry and Hauchecorne, 2005 ; Huret et al., 2006]. En revanche, les structures plus fines relevées grâce à la très haute résolution de SPIRALE, telles que la couche en « dents de scie » à 760 K, ne sont pas résolues par MIMOSA.

III.2.1.2 Profils verticaux en été SP07_E et SP24_E

Les cartes sur la figure 3.5 montrent les champs de PV au moment des vols SP07_E et SP24_E aux niveaux isentropes où une partie des couches L1 (340 K) et L2 (380 K) est

située. Ces cartes révèlent donc que lors du vol SP07_E, l'instrument a sondé une large intrusion venant des moyennes/basses latitudes ($< 3\text{PVU}$) à 340 K et le bord d'une intrusion de faible valeur de PV à 380 K. Par ailleurs, MIMOSA permet de visualiser l'évolution de ces phénomènes d'intrusion résultant directement d'événements de déferlements d'ondes planétaires vers le pôle (où « *poleward* ») [Peters and Waugh, 1996], repérés dans un plan horizontal (le long de surfaces isentropes). La carte du 24 août indique en revanche qu'un fin filament d'air polaire est situé à l'aplomb de la zone de lancement de l'instrument (340 K). À 380 K, une large zone d'air polaire recouvre le site de lancement.

Cette première analyse du transport isentrope permet donc d'illustrer les conditions de mesures très différentes entre SP07_E et SP24_E. Néanmoins, les résultats du modèle MIMOSA ne permettent pas de fournir de détails sur l'origine exacte des masses d'air, ni sur d'éventuels déplacements verticaux, nécessaires à l'interprétation des valeurs de CO relevées au sein des couches L1 et L2. En effet, dans la basse stratosphère à ces latitudes, les valeurs de rapports de mélange de CO n'excèdent pas 50 ppbv [Filipiak *et al.*, 2005]. En présence d'intrusions d'air troposphérique, en revanche, ces valeurs peuvent atteindre 200 ppbv [Seinfeld and Pandis, 2006].

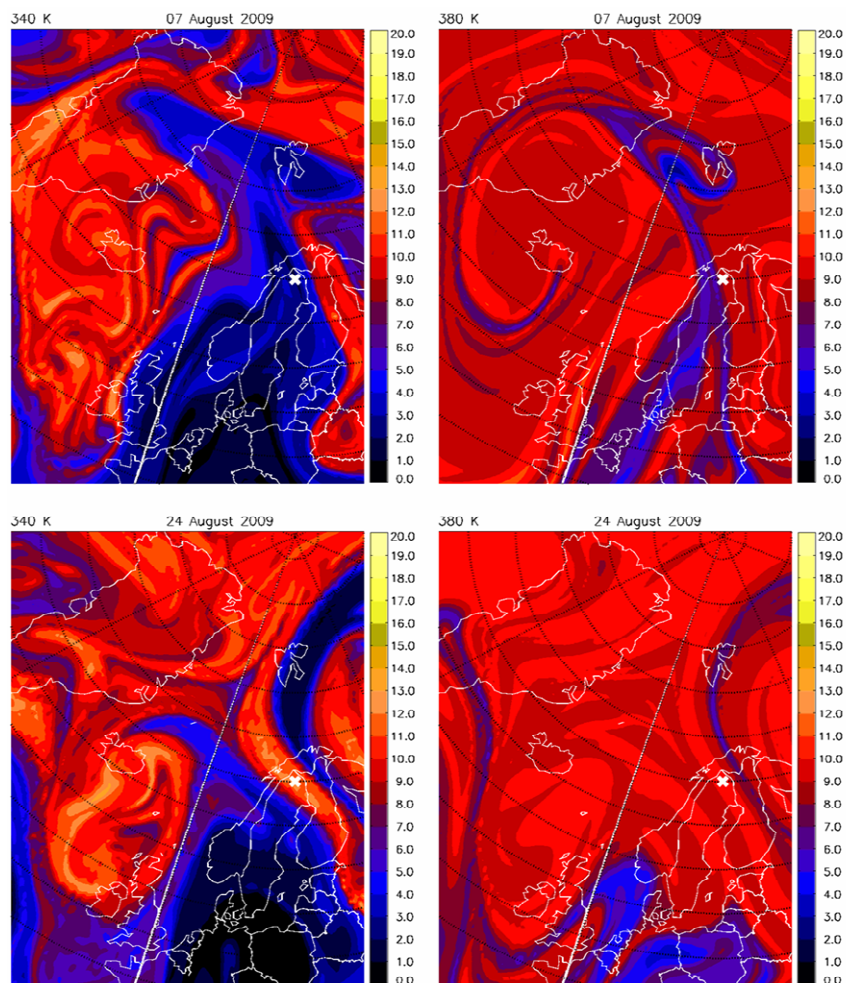


Figure 3.5. Cartes de PV du modèle MIMOSA dans la région d'Esrangle (croix blanche) à 340 (à gauche) et 380 K (à droite) les 7 août 2009 à 00 UT (en haut) et 24 août 2009 à 18 UT (en bas). D'après Krysztofiak *et al.* [2012].

III.2.2 Analyse du transport par les trajectoires tridimensionnelles

La description de la méthode d'intégration des trajectoires du modèle FLEXTRA et des erreurs induites par la résolution et l'interpolation spatio-temporelles des champs météorologiques sont détaillées dans la publication de référence [Stohl *et al.*, 1995]. Notons par ailleurs que la validation de FLEXTRA, effectuée à partir des données récoltées lors de 18 vols ballons, a permis de montrer que l'erreur moyenne pour des trajectoires à deux jours était inférieure 20% [Baumann and Stohl, 1998].

III.2.2.1 Mesures au printemps (SP20_P)

Les rétro-trajectoires tridimensionnelles à 10 jours associées au profil vertical SP20_P sont illustrées sur la figure 3.6. Elles ont été calculées sur l'ensemble du profil en respectant la localisation, à chaque altitude, de la nacelle embarquée sous ballon. Le pas vertical entre deux trajectoires est de 500 m. Le graphe, non illustré ici, de la variation de la température potentielle le long de ces trajectoires montre qu'elle est quasiment constante pour chaque rétro-trajectoire, en bon accord avec l'approximation du transport isentrope dans la stratosphère.

Les rétro-trajectoires 52 à 39 (comprises dans le rectangle rouge) caractérisent la haute troposphère/basse stratosphère et correspondent aux altitudes allant de 8,5 à 15,0 km. Elles proviennent de l'Asie centrale et de l'Est asiatique dans une gamme de latitudes comprise entre 35°N et 60°N. Elles sont ensuite rapidement déplacées vers l'est, traversant l'Amérique du nord vers 50°N. Ces trajectoires sont cohérentes avec la circulation d'ouest, à ces latitudes et cette saison, dans la basse stratosphère de l'hémisphère nord.

Les rétro-trajectoires 38 à 25, correspondant à la gamme d'altitude [15,5 ; 22] km, ont parcouru une distance plus faible que pour les trajectoires dans les couches inférieures (en particulier les rétro-trajectoires 38 à 30). Elles sont, pour la plupart, originaires des latitudes polaires (supérieures à 60°N) et transportées dans un régime d'ouest relativement lent.

Les rétro-trajectoires calculées au sein des couches C1 et C2 (figure 3.6), situées entre 590 K et 820 K sur le profil de verticale N₂O (figure 3.1), correspondent aux altitudes allant de 22 km à 28,5 km (numérotées de 24 à 12). Leur région d'origine, sur la figure 3.6, est marquée par le rectangle bleu. Dans les couches C1 et C2, les masses d'air sont originaires de la région comprise dans l'intervalle de latitudes [25 ; 40]°N et de longitudes [80 ; 150]°E. Cette région coïncide avec la frontière sud-ouest de la position climatologique de l'anticyclone stationnaire des îles aléoutiennes [Harvey *et al.*, 1996 ; Harvey and Hitchman, 2002]. Les rétro-trajectoires révèlent que les masses d'air sont introduites en région polaire le long d'une cellule cyclonique centrée vers 55°N et 55°E. Les cartes MIMOSA de l'hémisphère nord (non montrées ici) indiquent que cette région encerclée par les rétro-trajectoires est associée à de fortes valeurs de PV caractérisant un débris du vortex polaire encore bien identifiable. Comme attendu, les augmentations de N₂O dans les couches C1 et C2 sont associées à un transport de masses d'air depuis les basses latitudes.

Aux plus hautes altitudes (trajectoires 10 à 1), les masses d'air sont aussi transportées le long de la cellule cyclonique, correspondant au débris de vortex précédemment mentionné. À la différence des rétro-trajectoires correspondant aux couches C1 et C2, leur région d'origine n'est pas située aux latitudes subtropicales mais plutôt à la limite entre les moyennes latitudes et la région polaire.

III.2.2.2 Mesures en été (SP07_E et SP24_E)

L'origine des masses d'air est examinée en effectuant des rétro-trajectoires de 10 jours depuis les trois régions, choisies le long du profil vertical de CO à l'intérieur des couches L1 et L2 (figure 3.2), matérialisées par les boîtes A, B et C. Ces trois boîtes ont été choisies au niveau du maximum de CO de la couche L2 (C), centrée à 13,50 km, et de part et d'autre de la tropopause dans la couche L1 (A et B), centrées respectivement à 11,25 et 12,00 km. La taille des boîtes est de 500 m en altitude et 1° en longitude et latitude. La résolution verticale (horizontale) à l'intérieur d'une boîte est de 50 m (0,5 degré), permettant d'obtenir un ensemble de 99 rétro-trajectoires par boîte. Les résultats du modèle sont illustrés sur la figure 3.7 où les graphes A, B et C correspondent aux boîtes A, B et C, respectivement.

Les trajectoires des masses d'air montrées sur les six figures révèlent que les parcours empruntés sont très différents en fonction de l'altitude et de la date considérée. Pour le vol SP24_E (colonne de droite), durant les 10 jours, les masses d'air sont restées confinées du côté nord du courant jet, matérialisés sur la carte par les isocontours de vent (en noir). De plus, peu de variations d'altitude sont observées le long des rétro-trajectoires 11,25 (A), 12,00 (B) et 13,50 (C) km. Ces résultats suggèrent que les faibles valeurs de CO du profil vertical SP24_E résultent de transport isentrope au sein dans la stratosphère et en région polaire.

Les rétro-trajectoires associées au vol SP07_E (colonne de gauche) ont un aspect très différent. La figure A (11,25 km, L1) montre qu'un fort transport vertical est détecté à l'est de l'Amérique du nord et à l'est de l'Asie permettant aux masses d'air de s'élever depuis le sol jusqu'à 10 km en seulement quelques jours. Les masses d'air sont ensuite rapidement advectées vers l'est dans le courant jet de la haute troposphère. Sur la figure B (12,0 km, L1), l'influence du jet permet aux masses d'air d'être rapidement transportées depuis les moyennes latitudes vers la région d'Esrange. En revanche, dans cette gamme d'altitudes, située au-dessus de la tropopause, le transport vertical reste relativement faible par comparaison avec la figure A, qui est lui situé en dessous de la tropopause. La figure C (13,5 km, L2) révèle que les masses d'air sont sujettes à un régime de transport différent. L'influence du jet sur le transport est toujours présente bien que sa signature dans les champs de vents commence à s'affaiblir à de telles altitudes. Les 10 à 20 ppbv supplémentaires de CO, mesurés dans la couche L2, apparaissent être dus à l'échantillonnage d'une intrusion d'air venant des moyennes latitudes (Amérique du nord), et transportée de manière isentrope vers les régions polaires dans la gamme de température potentielle [350 ; 380] K.

Cette analyse utilisant les calculs de rétro-trajectoires du modèle FLEXTRA montre que l'instrument SPIRALE a détecté, le 7 août 2009, des parcelles d'air en région polaire venant de régions très différentes. La présence de ces deux couches résulte de processus de

transport à grande échelle bien distincts et de la composition de différents régimes de circulation. Dans la troposphère, un transport rapide s'effectue depuis le sol aux moyennes latitudes jusque dans la troposphère libre, suivi d'un déplacement isentrope rapide (L1).

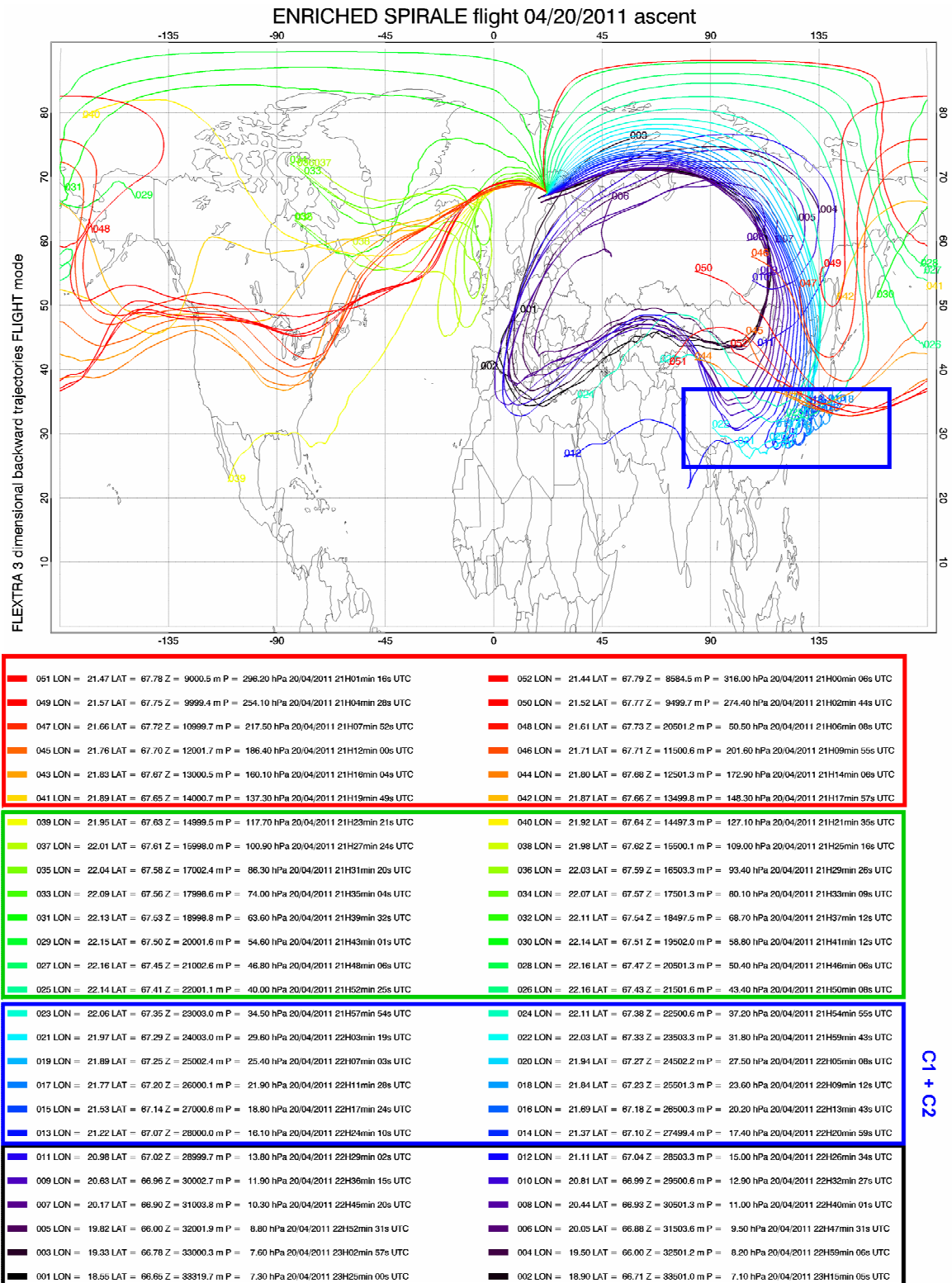


Figure 3.6. Rétro-trajectoires isentropes calculées à l'aide du modèle FLEXTRA [Stohl *et al.*, 1995] le 20 avril 2011 au-dessus d'Esrange de 21h01 UT (à 9000 m) à 23h25 UT (à 33319 m). Chaque couleur est associées à une rétro-trajectoire.

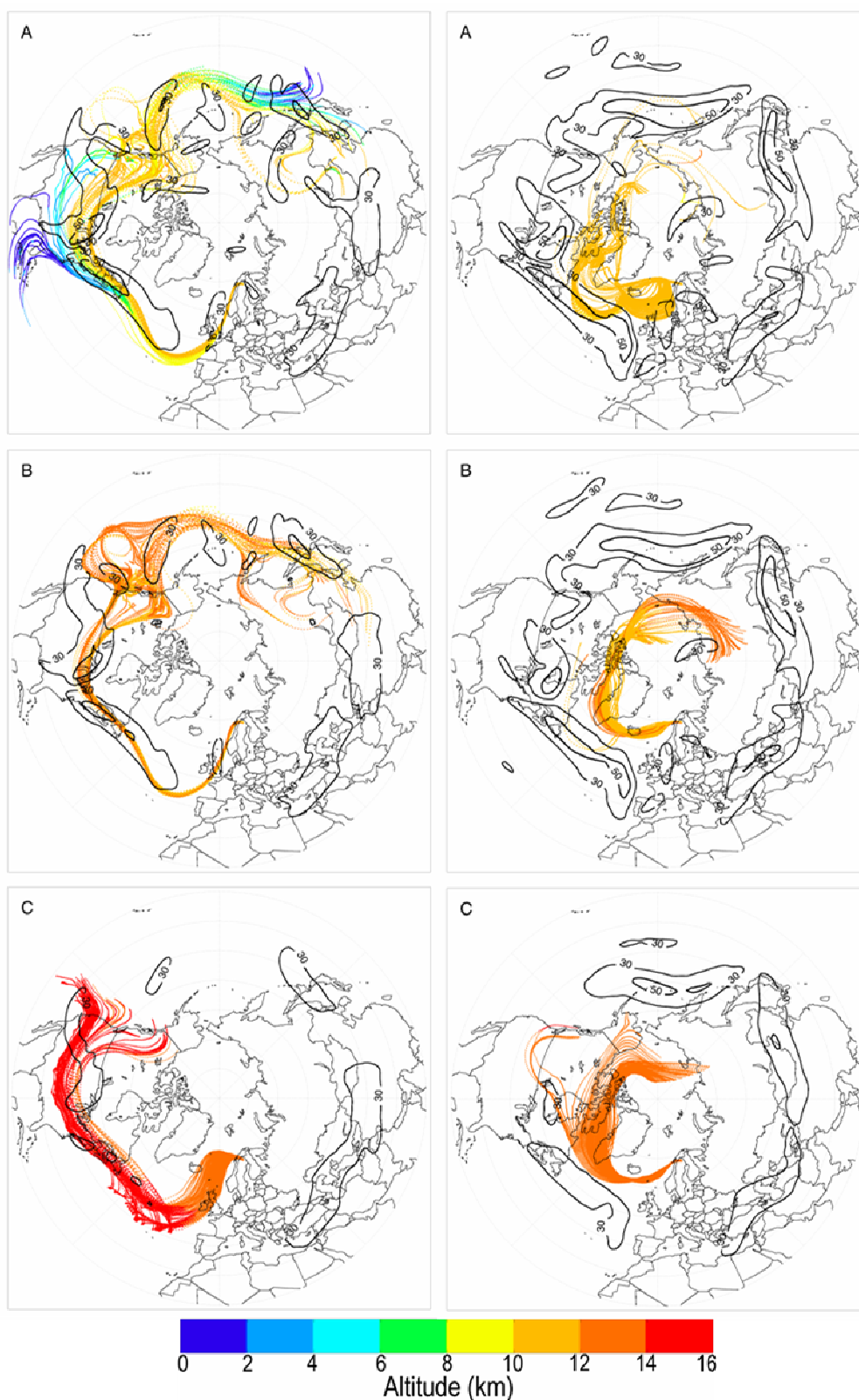


Figure 3.7. Rétro-trajectoires calculées sur 10 jours à partir du modèle FLEXTRA les 7 (gauche) et 24 août (droite) 2009 pour des boîtes centrés à A : 11.25 km, B : 12.0 km et C : 13.5 km. Les isocontours noirs (30 et 50 m.s^{-1}) représentent le module du vent horizontal à A : 225 hPa, B : 200 hPa et C : 150 hPa calculés à partir des données ERA-Interim les 07 et 24 Août 2009. D'après *Krysztofiak et al.* [2012].

Dans la stratosphère, des phénomènes de transport isentrope ont été détectés depuis les moyennes latitudes vers les régions polaires (L2). Pour ces deux couches, l'influence du jet s'avère prépondérante. Des analyses complémentaires ont été effectuées pour déterminer la proportion d'air troposphérique et stratosphérique dans chacune de ces deux couches et caractériser finement les sources anthropiques de monoxyde de carbone [Krysztofiak *et al.*, 2012]. À l'inverse, le vol SP24_E a permis de sonder de l'air polaire, soumis à un transport isentrope lent au nord de la localisation du courant jet, typique du régime dynamique durant l'été polaire dans la basse stratosphère.

Les résultats d'observations et de simulations montrés dans ces deux premières parties révèlent la présence d'intrusions depuis les basses latitudes vers les régions polaires au printemps et en été. Au printemps, la transition entre le régime d'hiver et d'été est marquée par des intrusions pouvant avoir lieu jusque dans la moyenne stratosphère. En été en revanche, ces intrusions se limitent à la basse stratosphère (altitudes inférieures à 14,5 km dans le cas du profil SPIRALE de la figure 3.2), corrélées avec la présence du courant jet. Les intrusions résultent de déferlements d'ondes qui ne peuvent se propager qu'en présence d'une circulation d'ouest. Cette condition, satisfaite au printemps, ne l'est plus dans la moyenne stratosphère en été où un régime d'est domine (anticyclone polaire d'été).

Les phénomènes d'intrusions ont été jusqu'ici détectés à partir de mesures locales. Dans la section suivante, les mesures satellitaires sont analysées afin de caractériser les intrusions spécifiques durant la transition entre le régime dynamique d'hiver et le régime d'été dans la moyenne stratosphère.

III.3 Caractérisation de la transition hiver/été dans la moyenne stratosphère

Comme l'analyse des rétro-trajectoires précédente l'a montré, au moment de la transition entre le régime dynamique d'hiver (cyclonique) et d'été (anticyclonique) en Arctique dans la moyenne stratosphère, des masses d'air provenant des basses latitudes peuvent être rapidement advectées en région polaire.

III.3.1 Détection d'intrusions à l'aide de mesures satellitaires au printemps

Les travaux de Manney *et al.* [2006] et Lahoz *et al.* [2007] ont montré que dans certains cas, la signature dans les champs de traceurs de ces intrusions est en mesure de perdurer jusqu'en été (cf Chapitre I). Ces événements particuliers sont nommés «*Frozen-In Anticyclones* » ou FrIACs. Ils n'ont jusqu'alors été observés qu'en 2003 et 2005. Les données MLS/Aura et MIPAS/ENVISAT ont permis d'examiner l'ensemble des printemps depuis 2005.

III.3.1.1 Les printemps 2007 et 2011

La détection des intrusions dans la stratosphère polaire au printemps est examinée à l'aide des champs de traceurs chimiques à longue durée de vie mesurés par les instruments embarqués à bord des satellites MLS/Aura et MIPAS/ENVISAT. Les évolutions des champs de traceurs H_2O et N_2O durant les printemps 2007 et 2011, ont montrés des structures particulières dans la moyenne stratosphère (à 850 K ou ~ 10 hPa). Elles sont illustrés sur les figures 3.8 et 3.9.

III.3.1.1.1 Printemps 2007

Le 28 avril 2007 (figure 3.8), une large intrusion de faible quantité de vapeur d'eau (inférieure à 5,4 ppmv) est détectée à l'est de l'Asie, caractérisant une intrusion de masses d'air venant des basses latitudes (inférieures à 40°N). Une masse d'air indiquant une faible quantité de vapeur d'eau est aussi détectée en région polaire, au-dessus de la côte nord sibérienne. Le reste de la région polaire est, quand à lui, dominé par des valeurs de vapeur d'eau supérieures à 5,8 ppmv. Dans certaines régions relativement étendues, de fortes quantités de vapeur d'eau (supérieures à 6,0 ppmv) suggèrent la présence de rémanences de vortex.

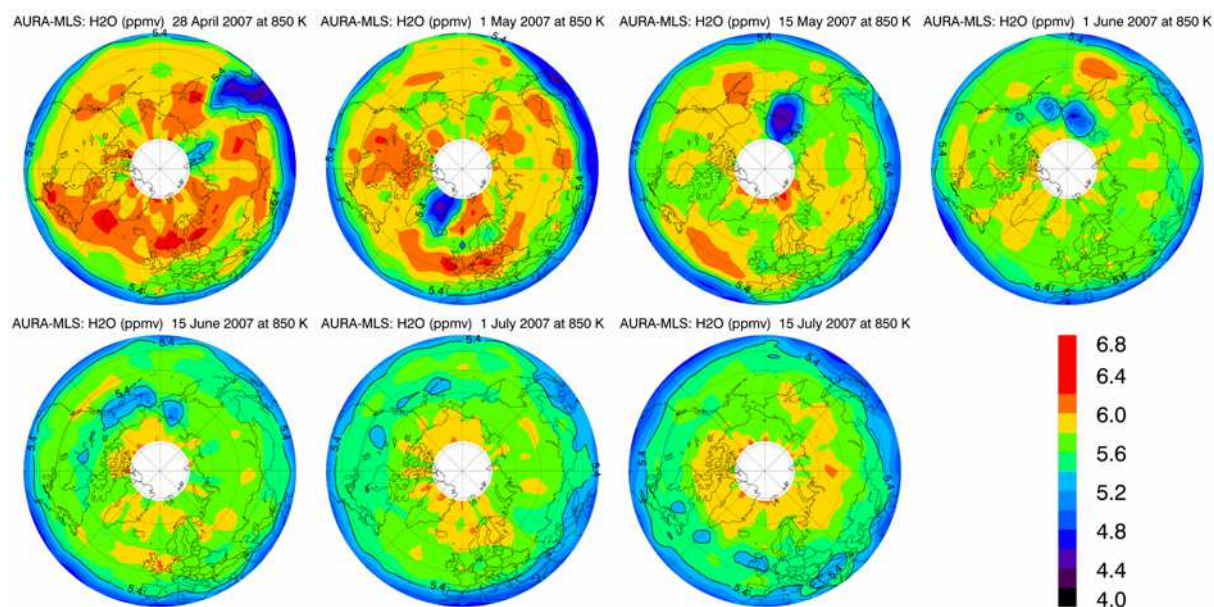


Figure 3.8. Projection orthographique des champs de vapeur d'eau (en ppmv) de l'instrument MLS Aura interpolés à la température potentielle 850 K. Les cartes correspondent aux 28 avril, 1^{er} et 15 mai, 1^{er} et 15 juin et 1^{er} et 15 juillet 2007.

Le 1^{er} mai 2007, la signature de l'intrusion identifiée précédemment est détectée au nord de l'Atlantique, marquée en son cœur par des rapports de mélange inférieurs à 4,6 ppmv. La présence de rémanences est toujours visible, en particulier au-dessus de l'Europe et de l'Amérique du nord, bien que leur signature commence à s'affaiblir. Le 15 mai, la structure est localisée au nord de l'Asie de l'est ; elle s'est donc déplacée depuis son intrusion de 360°

en longitude par le régime des vents d'est, tout en conservant sa faible teneur en vapeur d'eau initialement observée. Les rémanences, en revanche, se dissipent.

Le 1^{er} juin, les valeurs de vapeur d'eau contenues à l'intérieur de la structure étudiée commencent à augmenter, le minimum étant désormais supérieur à 4,6 ppmv. De plus, initialement concentrée dans une région circulaire, la structure apparaît s'étaler progressivement comme l'indiquent les deux lobes secondaires localisés à l'est du lobe principal. Les 15 juin puis 1^{er} juillet, cette tendance s'accroît, comme le montre l'étalement en longitude des lobes qui augmente, ainsi que la valeur des rapports de mélange de vapeur d'eau qui continue d'augmenter. L'évolution révèle aussi qu'au cours du temps, la structure a été progressivement déplacée vers les moyennes latitudes. Le 15 juillet, la signature des trois lobes, bien que très faible, est encore observée aux moyennes latitudes au-dessus de la région atlantique et finit par disparaître totalement des champs de vapeur d'eau le 21 juillet 2007.

III.3.1.1.2 Printemps 2011

L'évolution des champs de N_2O à 850 K lors du printemps 2011 est illustrée sur la figure 3.9. Les données MIPAS/ENVISAT sont disponibles jusqu'au 17 avril 2011. Le 20 avril 2011 correspond au jour de reprise optimale des mesures de MLS qui fut en veille entre le 27 mars et le 18 avril 2011 en raison d'une panne instrumentale. L'interpolation horizontale des données MLS est effectuée sur une grille de résolution de $3^\circ/3^\circ$ en longitude/latitude. Les données MIPAS ne sont pas interpolées horizontalement pour éviter l'apparition d'oscillations dues au nombre de profils relativement faible.

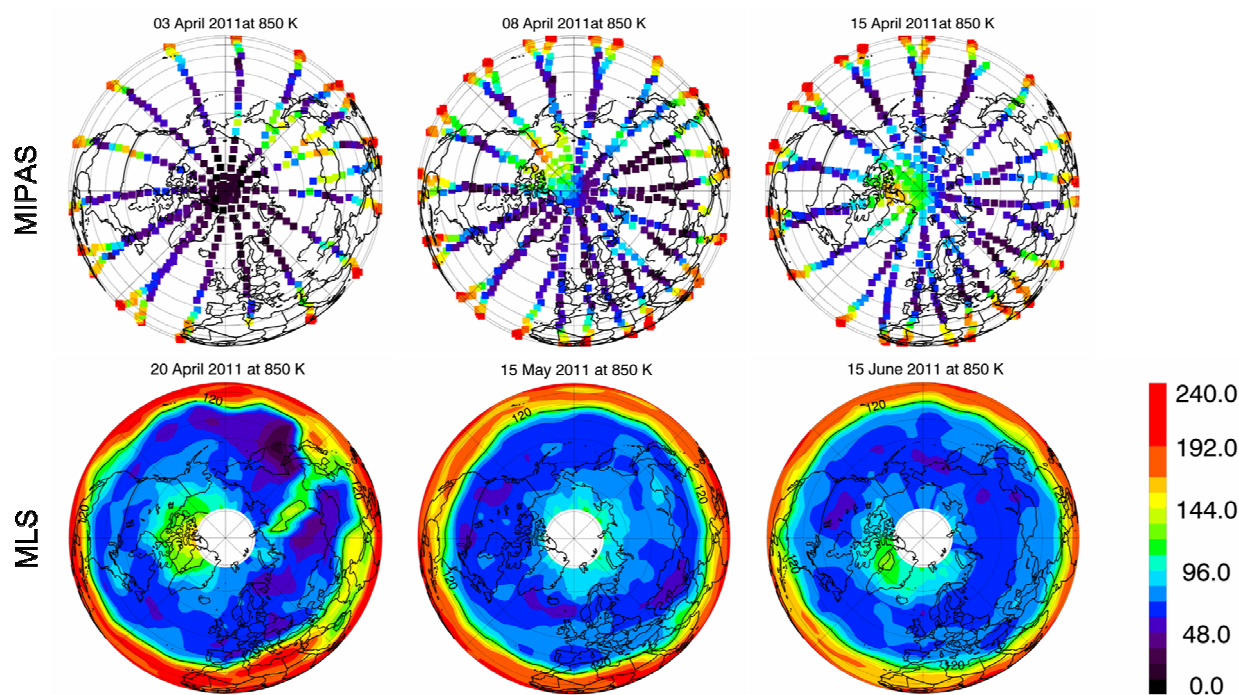


Figure 3.9. Projection orthographique des champs de N_2O (en ppbv) interpolés à la température potentielle 850 K. Les cartes du haut (bas) sont obtenues à partir des données MIPAS (MLS) et correspondent au 3 avril, 8 avril et 15 avril (20 avril, 15 mai et 15 juin 2011). L'échelle de couleurs est la même pour les données MIPAS et MLS.

Le 3 avril, les faibles valeurs de rapports de mélange de N_2O (inférieures à 30 ppbv) sont centrées au-dessus du pôle nord, indiquant la position du vortex polaire. Au dessus de l'Asie de l'est, un lobe de forte teneur en N_2O (supérieure à 120 ppbv) est détaché des latitudes tropicales. Un maximum de N_2O secondaire, est détecté à l'ouest de l'Amérique du nord.

Le 8 avril, la signature d'air polaire est fortement atténuée suite au délitement du vortex et des débris sont observés principalement au-dessus de l'Asie centrale, marqués par des valeurs de rapports de mélange de N_2O inférieurs à 50 ppbv. Le lobe précédemment identifié a été advecté jusqu'en région polaire et est désormais localisé au nord ouest de l'Amérique du nord. La trace du maximum secondaire de N_2O n'est plus visible, suggérant une dissipation aux moyennes latitudes.

Le 15 avril, les traces de rémanences de vortex dans les champs de N_2O de l'instrument MIPAS sont bien atténuées. L'anomalie de forte teneur de N_2O se trouve au nord de l'Amérique du nord et n'a pas perdu de son intensité.

Le 20 avril, les fortes valeurs de N_2O (supérieures à 120 ppbv) dans les données MLS/Aura sont détectées au nord de l'Amérique du nord, à une position identique de celle du 15 avril. Les rémanences de vortex sont observées principalement au-dessus du continent asiatique. Une intrusion venant des basses latitudes où la teneur en N_2O est similaire à celle au lobe situé au pôle, est observée traversant le continent asiatique du sud-est vers le nord-ouest. Cette fine structure correspond à l'intrusion que l'instrument SPIRALE a sondée le 21 avril 2011 au-dessus d'Esrangle.

Le 15 mai, les observations révèlent que le lobe de forte teneur en N_2O est centré à l'aplomb du pôle nord. La géométrie de mesure de l'instrument MLS/Aura ne permettant pas d'observer la région au nord de $82^\circ N$, le cœur de l'anomalie ne peut être représenté ; seuls ses bords sont détectés, montrant un rapport de mélange de N_2O proche de 100 ppbv.

Le 15 juin, les mesures de N_2O indiquent que la structure a été déplacée vers les latitudes proches de $75^\circ N$, au-dessus du Groënland. Elles révèlent aussi qu'elle commence à être étirée en longitude, comme pour le cas de 2007. Par la suite, les données MLS/Aura permettent de suivre cette structure jusqu'à mi-juillet.

Les données MLS/Aura et MIPAS/ENVISAT ont donc permis d'identifier aux printemps 2007 et 2011, des intrusions en région polaire de masses d'air provenant des plus basses latitudes, dont la signature dans les champs de traceurs perdure jusqu'en été. Ces événements correspondent à deux nouveaux cas de FrIACs qui présentent des cycles de vie similaires. Peu après leur intrusion en région polaire, ils forment une structure circulaire persistant en l'état jusqu'à mi-mai, en conservant dans les champs de traceurs, une signature très forte. Puis, ils commencent à s'affaiblir par étirement et la signature dans les champs de traceurs se dissipe.

III.3.1.2 Évolution des FrIACs

Afin de parfaire la caractérisation du FrIAC de 2007, une comparaison de son évolution par rapport à celui de 2005 est effectuée. Cette comparaison n'inclut pas le cas de 2011 qui, remarquablement centré sur le pôle nord, rend son analyse très limitée à partir des données MLS/Aura.

III.3.1.2.1 Localisation des FrIACs

Les localisations des cœurs des FrIACs de 2005 et 2007 en fonction du temps et à 10 hPa sont montrées sur la figure 3.10. Ces localisations sont identifiées en prenant le maximum de N_2O dans les données MLS/Aura au nord de $60^\circ N$ pour chaque jour du 28 avril au 30 juin 2007, et du 29 mars au 11 août 2005. Cela permet ainsi de définir le trajet des FrIACs tout au long de leur évolution en région polaire. Ces localisations sont calculées à partir des données MLS/Aura sans interpolation horizontale (i.e. données le long des orbites), afin de limiter les imprécisions.

L'évènement de 2007 se déplace autour du cercle de latitude $70^\circ N$ avant d'être progressivement transféré vers les plus basses latitudes au cours du mois de juin. Il effectue, en deux mois de persistance, quatre rotations autour du pôle. L'évènement de 2005 possède une trajectoire localisée entre 70 et $80^\circ N$, effectuant sept rotations autour du pôle en quatre mois et demi. La trajectoire du FrIAC de 2005 révèle que depuis son intrusion à la mi-avril, le FrIAC est advecté dans un régime de vents d'ouest avant d'être advecté par le régime d'est caractérisant l'été. Cette phase de transition, appelée *spin-up phase* [Allen et al., 2011] n'apparaît pas pour le cas de 2007 qui, suite à son intrusion, est immédiatement advecté dans le régime de vents d'est au cours de la phase anticyclonique.

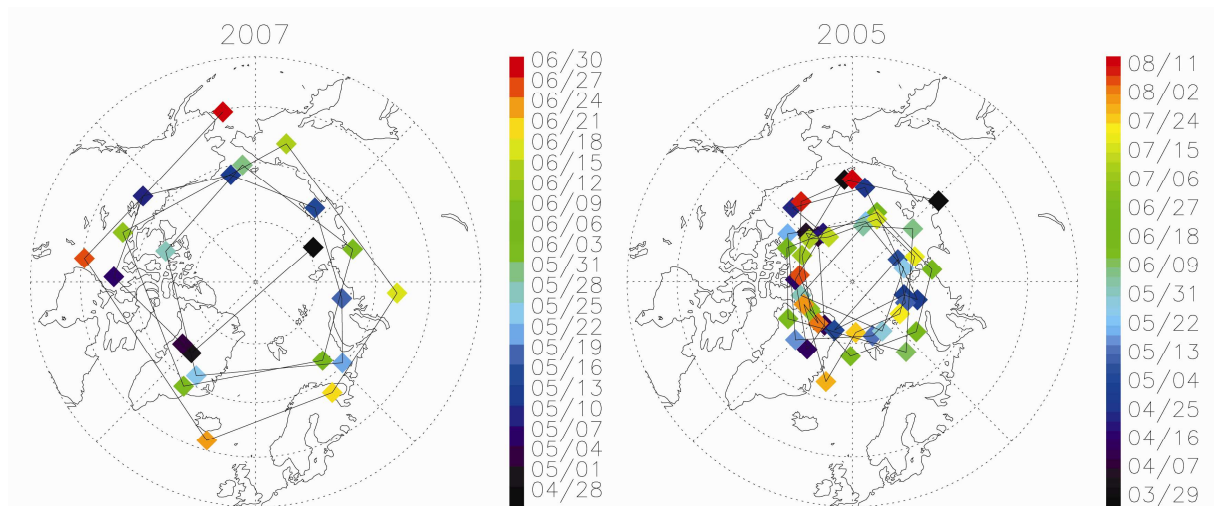


Figure 3.10. Représentation de la trajectoire des cœurs des FrIACs à 10 hPa (~ 850 K) de 2007 (à gauche) et 2005 (à droite). L'échelle de couleur représente la date, allant du 28 avril au 30 juin 2007 et du 29 mars au 11 août 2011.

III.3.1.2.2 Comparaison des cas en 2005 et 2007

En appliquant le critère de détermination des coordonnées du cœur du FrIAC (maximum de N_2O au nord de 60°N) pour chaque niveau vertical dans la gamme de niveaux de pression MLS 100,0 ; 68,1 ; 46,4 ; 31,6 ; 21,5 ; 14,5 ; 10,0 ; 6,8 et 4,6 hPa, il est possible de suivre l'évolution verticale de différentes espèces chimiques le long du trajet du FrIAC en fonction du temps. Les résultats sont montrés pour N_2O , H_2O et O_3 (figure 3.11).

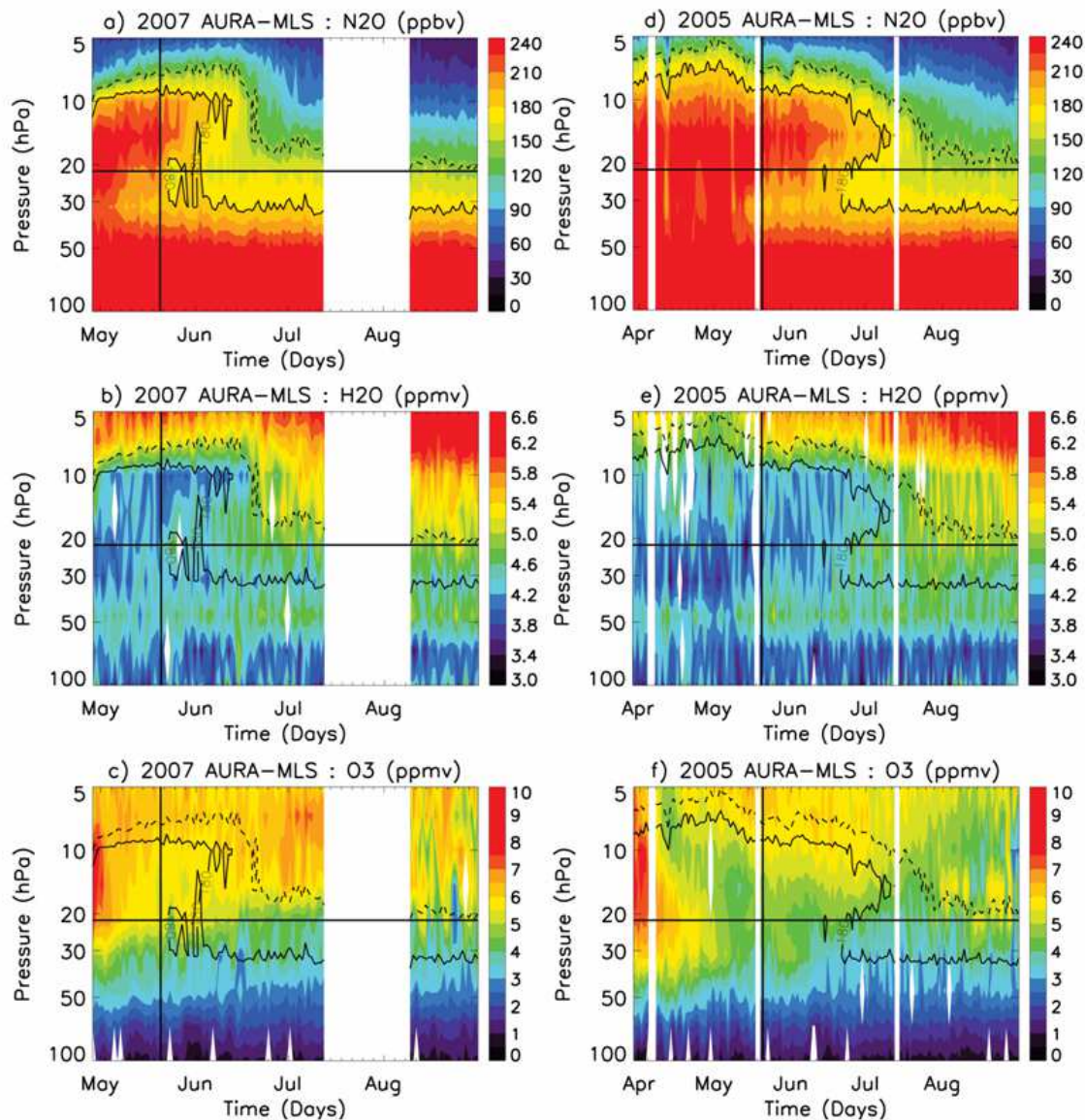


Figure 3.11. Évolution en fonction du temps et selon la pression (hPa) des rapports de mélanges de N_2O (en ppbv), H_2O (en ppmv) et O_3 (en ppmv) aux cœurs des FrIACs (cf figure 3.10) de 2007 (à gauche) et 2005 (à droite).

- Évolution dans les traceurs à longue durée de vie

Les isocontours 140 et 180 ppbv de N_2O , qui est l'espèce utilisée pour l'application du critère, sont ajoutés sur chaque figure afin de mieux visualiser l'enveloppe du FrIAC.

Initialement, l'extension verticale des deux événements est proche ; comprise dans la gamme de pressions [21,5 ; 7] hPa pour 2007 et la gamme [21,5 ; 5] hPa pour 2005. Bien que les signatures des FrIACs semblent s'étendre en dessous de 21,5 hPa, aucun signal n'est détecté au niveau inférieur égal à 31,6 hPa. La résolution verticale de l'instrument permet seulement d'établir que la base du FrIAC est donc comprise entre 31,6 hPa et 21,5 hPa. Pour la suite, nous considérerons le niveau 21,5 hPa comme base du FrIAC (ligne noire horizontale).

Les profils verticaux de N₂O (figure 3.11a et b) révèlent un comportement similaire des FrIACs avec l'altitude. L'extension verticale décroît avec le temps tandis que les signaux les plus intenses sont observés à 10 hPa et 14 hPa pour l'événement de 2007 et 2005, respectivement, comme le montre l'isocontour 180 ppbv. L'érosion des FrIACs avec l'altitude débute principalement vers la fin du mois de mai (ligne noire verticale) ; cette échéance marque le début de la phase de cisaillement (« *shearing phase* ») où le FrIAC commence à s'incliner avec l'altitude et s'affaiblir. La région à gauche de cette ligne de transition correspond donc à la phase anticyclonique où le FrIAC persiste de manière cohérente sur l'ensemble de son extension verticale. Cette phase est beaucoup plus longue en 2005, l'intrusion ayant eu lieu un mois avant celle de 2007.

La faible valeur de rapport du mélange de vapeur d'eau, 5 ppmv (figure 3.11b et e), est en bon accord avec l'isocontour 140 ppbv de N₂O (contour pointillé). De manière analogue le signal du FrIAC de 4,4 ppmv de vapeur d'eau est en bon accord avec l'enveloppe 180 ppbv de N₂O. La bonne coïncidence entre les deux espèces qui sont des traceurs stratosphériques à longue durée de vie (H₂O et N₂O) au cœur du FrIAC montre que l'une comme l'autre s'avèrent très efficaces pour décrire de tels événements.

La comparaison entre les cas de 2005 et 2007 montre donc que l'échéance de la phase de cisaillement est très peu variable d'un FrIAC à l'autre. Ces résultats sont en très bon accord avec les arguments avancés par *Allen et al.* [2011], montrant que la durée de la phase anticyclonique est du même ordre de grandeur que l'échelle de temps de l'amortissement radiatif. En revanche, la durée de la phase de cisaillement diffère d'environ un mois et demi entre les deux FrIACs. Des études complémentaires sont donc nécessaires pour la compréhension d'une telle différence.

- Évolution de l'ozone au sein des FrIACs

Des rapports de mélange d'ozone supérieurs à 7 ppmv sont détectés dans les gammes verticales [21,5 ; 7] hPa (2007) et [21,5 ; 5] hPa (2005) au moment de l'intrusion des FrIACs en région polaire. À ces altitudes, de telles valeurs d'ozone correspondent aux latitudes subtropicales/tropicales. En seulement une dizaine de jours, les rapports de mélange élevés associés au FrIAC disparaissent, par comparaison avec les traceurs à longue durée de vie. De plus, il apparaît que l'ozone décroît plus rapidement dans les hautes couches (10 hPa) que dans les basses couches (20 hPa). Cela révèle que la concentration en ozone au sein du FrIAC dépend plus des processus chimiques réactifs et photochimiques que des effets de mélanges (dynamiques) constatés pour les traceurs à longue durée de vie, notamment lors de la phase de cisaillement.

La comparaison montre donc que ces deux événements présentent des caractéristiques dynamiques bien distinctes en terme de persistance, localisation et phases d'évolution [Thiéblemont *et al.*, 2011]. En revanche, dans les deux cas, une destruction très rapide et irréversible de l'ozone est constatée, indépendante des aspects dynamiques. Très récemment, Adams *et al.* [2012a ; 2012b] ont montré que la forte décroissance d'ozone au sein du FrIAC de 2011 résultait de sa réaction avec les NO_x transportés au moment de l'intrusion du FrIAC. Ces résultats montrent donc qu'il serait intéressant d'évaluer les processus chimiques gouvernant ces différents phénomènes à l'aide de modèles de chimie stratosphérique afin, d'une part, de mieux comprendre l'influence de ces phénomènes sur le budget de l'ozone stratosphérique et, d'autre part, d'évaluer la capacité des modèles à les représenter.

III.3.2 Modélisation dynamique des FrIACs à l'aide du modèle MIMOSA

Les deux cas de 2007 et 2011 observés à l'aide des données MLS/AURA sont simulés à partir du modèle haute résolution MIMOSA à 850 K (~10 hPa ou 30 km), niveau pour lequel le signal des FrIACs est le plus intense et persiste le plus longtemps.

III.3.2.1 Comparaison entre les mesures MLS/Aura et les résultats du modèle MIMOSA

Les simulations effectuées pour les années 2007 et 2011 sont initialisées les 1^{er} janvier 2007 et 2011, respectivement, à partir de la version de MIMOSA en niveaux pression. Afin de fournir la représentation dynamique de la vorticité potentielle la plus réaliste, une constante de temps de relaxation de 10 jours (vers le champ ECMWF) a été choisie. Les résultats obtenus sont illustrés sur la figure 3.12 et choisis aux dates définies sur les figure 3.8 et 3.9, afin d'effectuer la comparaison entre les résultats du modèle et les observations MLS.

Le 28 avril 2007, l'intrusion observée à l'aide des données MLS est fidèlement reproduite par MIMOSA, comme l'indique la faible langue de PV (inférieure à 150 PVU) observée au-dessus de l'Asie de l'est. La fine résolution du modèle permet de révéler, que les deux structures séparées dans les résultats MLS appartiennent à la même intrusion de masse d'air. Le modèle MIMOSA reproduit aussi les rémanences de vortex (de valeur de PV supérieure à 400 PVU). Le centre de ces rémanences, au nord de la région atlantique, au nord de l'Europe et au nord du continent asiatique, est en bon accord avec les mesures satellite (figure 3.8).

Le 15 mai 2007, le FrIAC apparaît au nord est de l'Asie, mais commence progressivement à s'estomper dans les résultats de PV à la différence des mesures de H₂O où le signal reste clairement visible. Enfin, le 15 juin 2007, la trace du FrIAC dans la PV n'est plus dissociable de l'air environnant, tandis qu'elle perdure dans le champ de vapeur d'eau. Les effets du chauffage diabatique, pris en compte par la relaxation de la PV, conduisent donc

à une homogénéisation de cette grandeur beaucoup plus rapidement que les traceurs chimiques tels que la vapeur d'eau ou encore le N_2O .

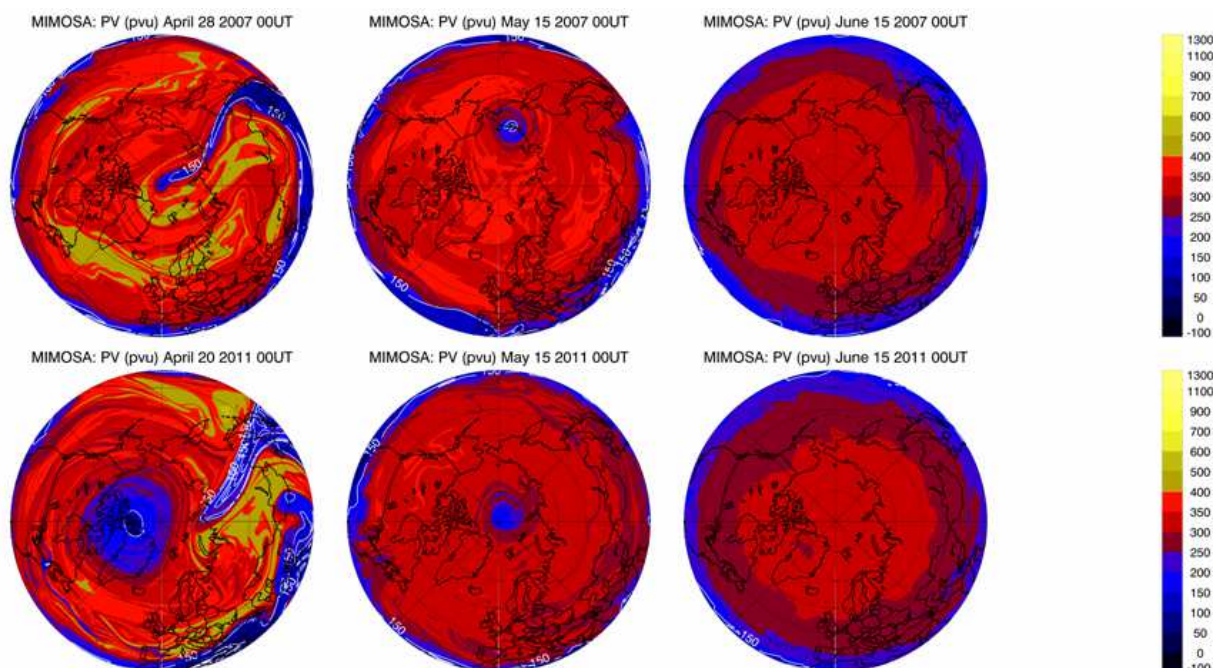


Figure 3.12. Projection orthographique de la PV issue des résultats de simulations MIMOSA en 2007 (en haut) et 2011 (en bas), à 850 K. Les colonnes du milieu et de droite correspondent au 15 mai et 15 juin, respectivement. La colonne de gauche correspond au 28 avril 2007 et 20 avril 2011 en haut et en bas, respectivement.

Toutes ces caractéristiques identifiées pour le cas de 2007 sont retrouvées pour les résultats MIMOSA du cas de 2011 (figure 3.12 en bas) par comparaison avec les observations MLS (figure 3.9). Le 20 avril 2011, le FrIAC est localisé au nord du continent américain, et l'intrusion détectée par l'instrument SPIRALE le 21 avril 2011 est localisée au dessus d'Esrang. Cette intrusion fine est entourée de rémanences d'air polaire (valeurs de PV supérieures à 400 PVU) dont la localisation est en bon accord avec les observations MLS/Aura (figure 3.9). Par la suite (15 mai et 15 juin), la signature des rémanences dans la PV disparaît très rapidement tandis que, bien que fortement affaiblie, celle du FrIAC persiste jusqu'à la mi juin.

Ces comparaisons mesures/modèle montrent donc un très bon accord en ce qui concerne la localisation des FrIACs. Bien que les champs de PV issus du modèle ne permettent pas l'étude complète de l'évolution des FrIACs (contrairement aux champs de traceurs à longue durée de vie), ils permettent de les identifier et de décrire les processus d'intrusion avec précision. Par conséquent, durant la période où les données MLS/Aura sont absentes, les résultats du modèle MIMOSA sont utilisés afin de mieux comprendre l'intrusion du FrIAC de 2011. Les résultats obtenus sont décrits dans la section suivante en donnant une représentation en trois dimensions du cas de 2011.

III.3.2.2 Évolution tridimensionnelle

L'utilisation de la série de simulations du modèle MIMOSA effectuée dans la gamme de surfaces isentropes [350 ; 950] K par pas de 10 K a permis de fournir une représentation tridimensionnelle de l'évolution du FrIAC ainsi que du vortex polaire. Pour identifier les masses d'air des régions polaires et des basses latitudes, un critère sur la Lait-PV normalisée à 380 K a été appliqué : une masse d'air est considérée d'origine polaire si sa Lait-PV est supérieure à 11 PVU, et de basses latitudes si sa Lait-PV est inférieure à 5.5 PVU, ce qui correspond à des valeurs de PV égales à 400 et 200 PVU à 850 K, respectivement. En sélectionnant ses isocontours de Lait-PV, il est possible de reconstruire un volume à l'intérieur duquel les conditions précédemment décrites sont réalisées.

Le 30 mars, le vortex polaire (figure 3.13a en bleu) est toujours bien identifié entre 350 K et 950 K et commence à être déplacé vers le sud le long du méridien de Greenwich. Des filaments de vortex sont localisés au-dessus de l'Amérique du nord dans les couches les plus élevées comme le révèle l'isocontour bleu projeté sur le fond de carte. Ce même type de structure apparaît aussi dans les basses couches. Cinq jours plus tard (figure 3.13b), le vortex polaire (en bleu) est distordu, alors qu'une large intrusion issue des basses latitudes est advectée vers les régions polaires, en traversant la région de l'Asie de l'est dans la gamme verticale [650 ; 950] K (en rouge). Dans les hautes couches (~700 K), un lobe venant des basses latitudes est visualisé au-dessus de l'Amérique du nord. Il correspond à une intrusion précédemment advectée en région polaire qui a été déplacée vers les moyennes latitudes par la nouvelle intrusion. En dessous de 650 K, le vortex est plus distordu, présentant de nombreux filaments. Les intrusions des basses latitudes sont aussi très présentes, réparties en de nombreux filaments de tailles inférieures à ceux identifiés dans les plus hautes couches.

Du 4 au 9 avril 2011, l'intrusion à grande échelle identifiée précédemment s'enroule de manière anticyclonique en restant bloquée au-dessus de la région Asie du nord-est/Amérique du nord-ouest (figure 3.13b). Cette localisation de l'anticyclone concorde avec la position climatologique de l'anticyclone des îles aléoutiennes (AH : Aleutian High) [Harvey and Hitchman, 1996 ; Harvey *et al.*, 2002]. Durant cette période, le vortex polaire est fortement affaibli et se délite en de nombreux filaments. Le 10 avril, le FrIAC juste formé, est advecté au-dessus du pôle nord tandis que le vortex est irréversiblement disloqué. Le 20 avril (figure 3.13c), le FrIAC (en rouge) est piégé dans la circulation anticyclonique, à l'aplomb du pôle nord. Il s'étend de 700 K à plus de 950 K et persiste jusqu'en mai dans les champs de PV MIMOSA. La fine langue rouge localisée au voisinage du FIAC correspond à l'intrusion sondée par SPIRALE.

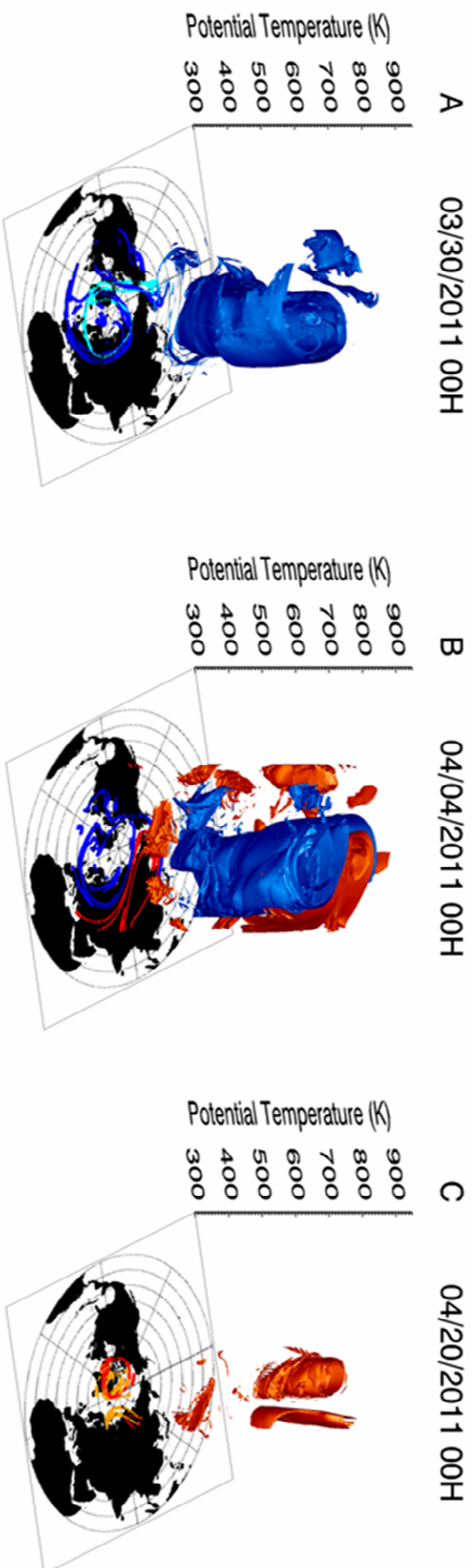


Figure 3.13. Représentation tridimensionnelle des volumes du vortex polaire et des intrusions venant des basses latitudes en fonction de la température potentielle le (a) 30 mars, (b) 4 avril et 20 avril 2011. La couleur bleue (rouge) indique le volume tel que la Lait-PV normalisée à 380 K vaut 11 (5.5) PVU, correspondant au vortex (intrusion des basses latitudes). La surface bleue n'a pas été introduite dans le graphique (c) pour plus de clarté. Les lignes en bleu foncé et cyan (rouge et orange) projetées sur le fond de carte indiquent la position du contour de 11 (5.5) PVU à 950 et 450 K, respectivement.

Les deux nouveaux cas de FrIACs ont donc été identifiés puis modélisés avec succès ; l'un issu d'une intrusion le 28 avril 2007 et l'autre d'une intrusion le 4 avril 2011. En utilisant les cas reportés dans la littérature en 2003 [Lahoz *et al.*, 2007] et en 2005 [Manney *et al.*, 2006], une étude dynamique sur la genèse de ces quatre événements est effectuée.

III.3.3 Genèse des FrIACs

III.3.3.1 Analyse des intrusions

Les intrusions induisant les cas de FrIACs précédemment identifiés sont examinées à l'aide des résultats du modèle MIMOSA et des champs de vent zonal ERA-Interim interpolés à 850 K (figure 3.14). Les dates choisies coïncident avec le début de l'intrusion, quelques jours avant que le FrIAC ne s'établisse durablement en région polaire. Parmi les cas étudiés, ceux de 2003, 2005 et 2007 montrent que le vortex est déjà brisé au moment des intrusions. Des rémanences (vert) sont alors réparties sur l'ensemble de l'hémisphère nord entre les moyennes et les hautes latitudes. Lors de l'intrusion de 2011, le vortex est encore bien identifié et doté de fortes valeurs de PV pouvant être supérieures à 700 PVU, alors qu'elles n'excèdent pas 600 PVU au sein des rémanences pour les autres cas. Sur les cartes de PV, les déferlements d'ondes de Rossby (échelle planétaire) sont observés dans la zone de surf des moyennes latitudes [McIntyre and Palmer, 1983 ; 1984], indiqués par l'inversion du gradient méridien de PV le long des surfaces isentropes [Baldwin and Holton, 1988 ; Hitchman and Huesmann, 2007]. Ils sont localisés dans les régions [135°E–145°E ; 40°N–60°N], [45°E–90°E ; 25°N–60°N], [135°E–170°E ; 30°N–60°N] et [45°E–135°E ; 30°N–60°N] pour les cas de 2003 (figure 3.14a), 2005 (figure 3.14b), 2007 (figure 3.14c) et 2011 (figure 3.14d), respectivement.

En 2003 (figure 3.14a), l'intrusion de faible valeur de PV commence à se développer depuis l'est de l'Afrique, directement au sud de la rémanence majeure, puis est advectée en région polaire à l'interface entre la rémanence et l'AH vers 120°E aux moyennes latitudes.

L'intrusion de 2007 (figure 3.14c) a lieu au même endroit que celle de 2003 et se produit durant la même période de l'année. Malgré ces caractéristiques communes, les rémanences de vortex apparaissent plus fines et plus étalées, couvrant l'ensemble des moyennes latitudes. À nouveau, une rémanence est localisée directement au nord de l'intrusion [135°E ; 40°N].

En 2005 (figure 3.14b), un réchauffement final de forte intensité a eu lieu mi-mars [Manney *et al.*, 2006]. Ce réchauffement est caractérisé par le déplacement du vortex polaire vers les moyennes latitudes et a conduit à l'intrusion de masses d'air des basses latitudes vers les régions polaires, suivi du délitement du vortex. La signature de l'intrusion conduisant à la formation de l'anticyclone localisé à 135°E et 65°N (figure 3.14b) est encore visible. Au même moment, deux intrusions se développent directement au sud des deux principales rémanences de vortex. L'intrusion située au-dessus de l'Afrique conduit à la formation du FrIAC en étant d'abord advectée en région polaire, puis en fusionnant avec l'anticyclone déjà présent [Allen *et al.*, 2011]. L'autre intrusion, située au-dessus de l'océan Atlantique reste

confinée à moyenne latitude puis se dissipe au bout de quelques jours, n'atteignant jamais les latitudes polaires.

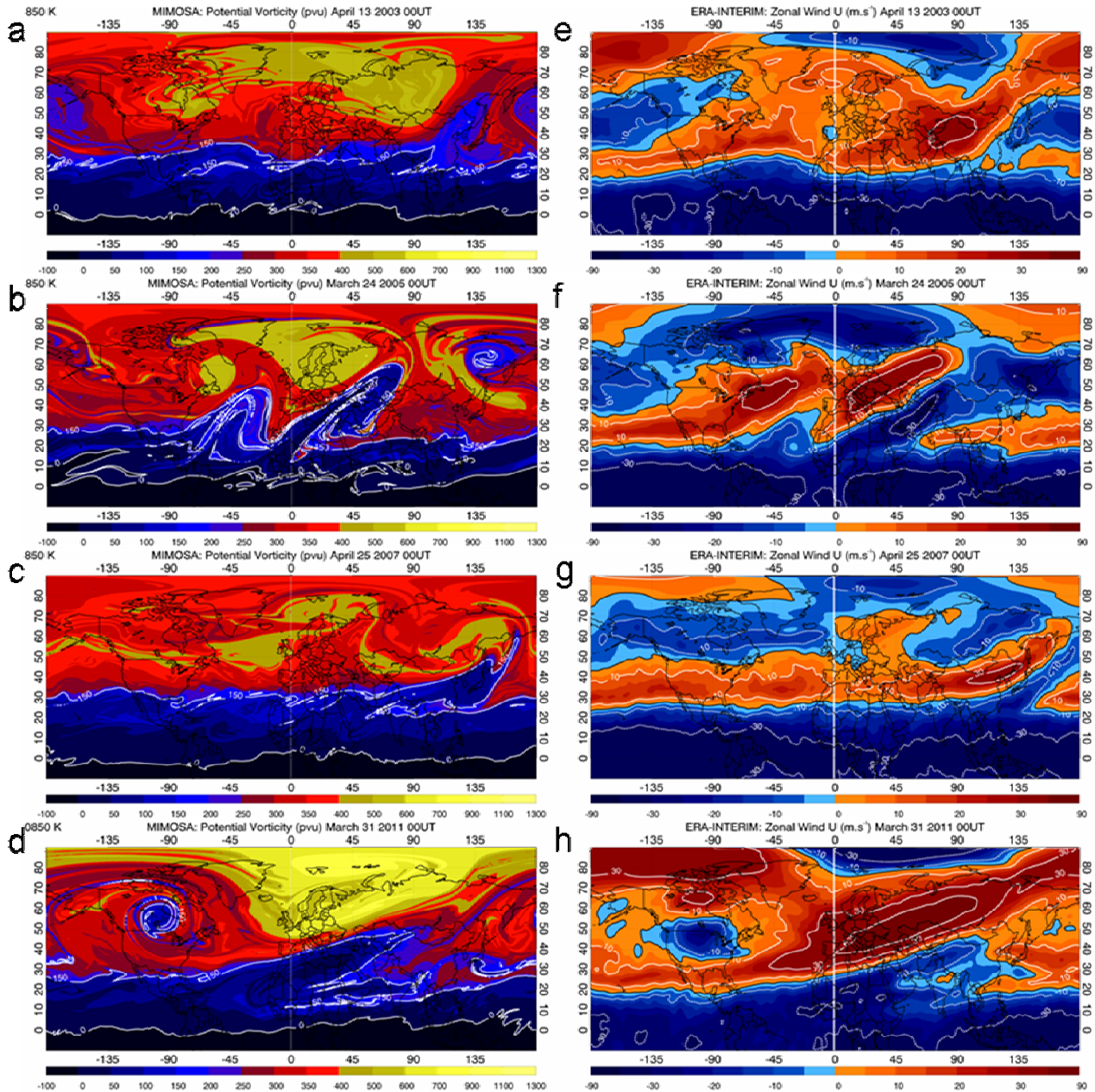


Figure 3.14. (colonne de gauche) Cartes de PV (en PVU) issues de MIMOSA calculées à 850 K et représentées dans les gammes de latitude $[10^{\circ}\text{S} ; 90^{\circ}\text{N}]$ et de longitude $[180^{\circ}\text{O} ; 180^{\circ}\text{E}]$, le 13 avril 2003, 24 mars 2005, 25 avril 2007 et 31 mars 2011. (colonne de droite) Vent zonal (en $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) obtenu à partir des données ERA-INTERIM à 10 hPa ($\sim 850\text{ K}$) pour la même date que les cartes de PV.

La carte de PV du cas de 2011 montre que l'intrusion débute depuis l'ouest de l'Afrique de manière similaire à celle de 2005. Les fortes valeurs de PV indiquent que le vortex est déplacé vers le sud, son bord atteignant les moyennes latitudes (45°N) au-dessus de l'Europe. Comme en 2005, un petit anticyclone piégeant de l'air venant des basses latitudes est discernable dans la région $[100^{\circ}\text{O} ; 55^{\circ}\text{N}]$; il correspond au lobe précédemment identifié sur la figure 3.13b.

L'analyse de ces quatre cartes de PV révèle donc des caractéristiques dynamiques très similaires :

- Les intrusions ont une origine commune, débutant depuis la région africaine aux basses latitudes (inférieures à 30°N).
- Elles sont advectées vers les plus hautes latitudes en étant déviées vers l'est, traversant le continent asiatique aux moyennes latitudes.
- Elles sont systématiquement associées à de fortes valeurs de PV (rémanences ou vortex polaire) déplacées vers les moyennes latitudes, directement au nord de l'endroit où l'intrusion se développe.

Les cartes de vent zonal (figure 3.14e, f, g et h) montrent aussi des caractéristiques comparables entre elles. Pour chaque cas, la circulation zonale est divisée en trois régions bien distinctes. La bande intertropicale est dominée par la phase d'est de la QBO entre environ 0 et 30°N ; les moyennes latitudes [30°N ; 55°N] affichent une « ceinture » dominée par un fort régime d'ouest pouvant être déplacé vers la région polaire dans la région de l'anticyclone des îles aléoutiennes (en particulier en 2003 et 2011) ; enfin la région arctique montre une alternance de régime d'est et d'ouest en fonction de la longitude marquant la transition vers le régime dynamique d'été (aux périodes considérées). La ceinture de vents d'ouest a été précédemment identifiée par *Waugh* [1996] comme une condition nécessaire pour le développement d'intrusions depuis les basses latitudes vers les régions polaires. Par ailleurs, le gradient méridien de vent zonal est très prononcé entre les latitudes tropicales et les moyennes latitudes, suggérant un fort cisaillement anticyclonique.

Entre les moyennes et les hautes latitudes, où sont localisées les valeurs élevées de PV, une forte cellule de régime cyclonique se développe. Par opposition, là où l'intrusion prend forme, une forte cellule anticyclonique se développe entre les moyennes latitudes et les régions subtropicales/tropicales. La ligne de vent nul de cette dernière cellule coïncide avec la trajectoire de l'intrusion. La cellule cyclonique est donc associée aux rémanences tandis que l'anticyclonique est associée à l'intrusion ; la combinaison de ces deux circulations associées, nommée par la suite « cellule dipolaire », est commune aux quatre cas et apparaît nécessaire au développement des FrIACs.

III.3.3.2 Activité ondulatoire lors des intrusions

L'activité ondulatoire, dans la moyenne stratosphère aux moyennes latitudes, diagnostiquée par le flux de chaleur $\langle v'T' \rangle$ à 30 hPa et moyennée dans la bande de latitudes [45 ; 55]°N, est illustrée sur la figure 3.15 entre le mois de mars et le mois de juin pour les années 2003, 2005, 2007 et 2011. Le flux de chaleur est calculé à partir des données réanalysées ERA-Interim de l'ECMWF. La surface isobare 30 hPa a été choisie en accord avec la base des FrIACs (précédemment observés) et qui se situe dans la gamme verticale [30 ; 20] hPa (cf figure 3.11).

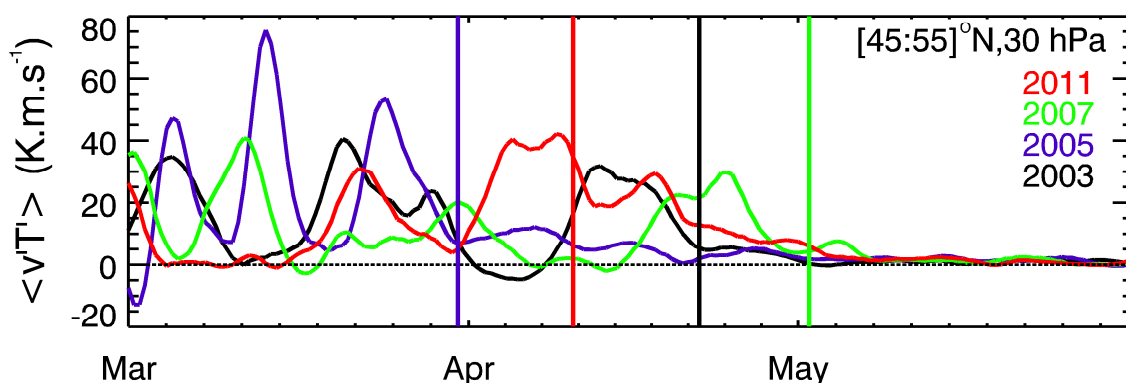


Figure 3.15. Évolution du flux de chaleur méridien (en $\text{K}\cdot\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) moyenné dans la bande de latitudes $[45 ; 55]^\circ\text{N}$ à 30 hPa. Les lignes verticales continues sont associées aux dates des cartes de la figure 3.14.

Avant les intrusions conduisant à l'établissement des FrIACs en région polaire, des pics de flux de chaleur sont systématiquement détectés. Ces pics atteignent des valeurs de 30, 50, 30 et 40 $\text{K}\cdot\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$, les 13 avril 2003, 24 mars 2005, 20 avril 2007 et 3 avril 2011, respectivement. À la suite de ces pics, qui sont des proxis de l'activité ondulatoire, les flux de chaleur diminuent progressivement pour atteindre une valeur proche de 0. Pour ces quatre cas de FrIAC, le comportement de l'activité ondulatoire est similaire ; un pic de l'activité ondulatoire entraîne l'intrusion vers les régions polaires de masses d'air issues des basses latitudes. La décroissance de l'activité ondulatoire, après les pics, traduit la mise en place de la circulation d'est estivale dans la stratosphère, ne permettant pas aux ondes planétaires de se propager (théorème de Charney-Drazin).

III.3.3.3 Étude de cas : Intrusion du FrIAC de 2007

Afin de mieux comprendre l'évolution des intrusions conduisant aux FrIACs, quatre étapes du développement initial du FrIAC de 2007 sont illustrées sur la figure 3.16. En parallèle, est illustrée l'évolution de l'activité ondulatoire, diagnostiquée par le flux de chaleur $\langle v'T' \rangle$ à 30 hPa et aux moyennes latitudes (figure 3.17).

Le 17 avril 2007 (figure 3.16a), le vortex polaire (vert/jaune) commence à s'affaiblir comme l'indiquent les filaments de fortes valeurs de PV s'étalant depuis l'Atlantique nord vers l'Amérique du nord puis le nord/est de l'Asie. À ce stade, le flux de chaleur (figure 3.17) commence à croître fortement. Le 22 avril (figure 3.16b), le vortex polaire a été déplacé vers les moyennes latitudes et disloqué en rémanences, à cause de la forte activité ondulatoire. Le flux de chaleur atteint alors $30 \text{ K}\cdot\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$. Dans la région de l'Asie de l'est, vers 40°N , la cellule dipolaire identifiée précédemment est formée avec au nord la rémanence de vortex et au sud l'intrusion des basses latitudes. L'intrusion résulte d'un événement de déferlement d'onde planétaire (inversion du gradient méridien de PV dans le plan horizontal) dont on constate encore la signature au sud de la cellule dipolaire dans la gamme de longitudes $[80 ; 140]^\circ\text{E}$.

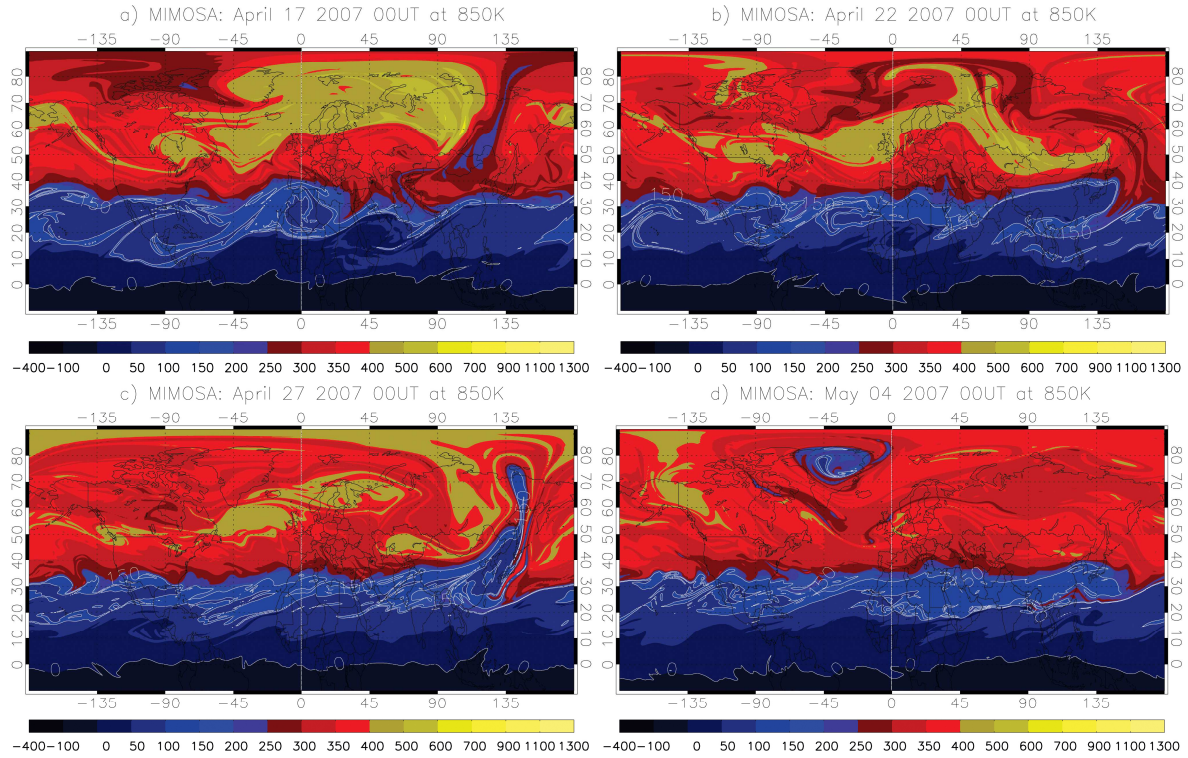


Figure 3.16. Cartes de champs vorticité potentielle calculés à partir du modèle MIMOSA à 850 K les : (a) 17 avril 2007 à 00 UT, (b) 22 avril 2007 à 00 UT, (c) 27 avril 2007 à 00 UT et (d) 4 mai 2007 à 00 UT. Les cartes couvrent l'ensemble de l'hémisphère nord.

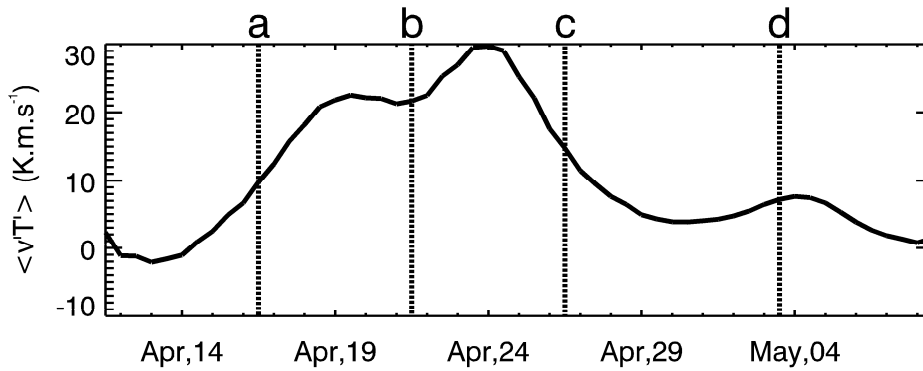


Figure 3.17. Évolution, entre 12 avril et le 9 mai 2007, du flux de chaleur $\langle v'T' \rangle$ moyenné dans la bande de latitudes $[45; 55]^\circ\text{N}$ à 30 hPa. Les barres verticales a,b,c et d indiquent les dates des cartes représentées figure 3.15.

Les caractéristiques dynamiques identifiées précédemment apportent une bonne compréhension à méso-échelle, des mécanismes régissant les intrusions des basses vers les hautes latitudes, processus conduisant à la formation de FrIACs, suite à un phénomène de déferlement d'onde intense. Pour les quatre cas étudiés, nous avons pu identifier le déplacement de parcelles d'air polaire (fortes valeurs de PV) vers les moyennes latitudes. Ce déplacement, induit par une augmentation de l'activité des ondes planétaires, entraîne le développement, au sud du débris de vortex, d'une intrusion venant des basses latitudes. Il se forme alors une cellule dipolaire, caractérisée au nord par une circulation cyclonique (air polaire) et au sud, par une circulation anticyclonique (air des basses latitudes). Lorsque

l'activité ondulatoire atteint son maximum, les masses d'air issues des basses latitudes sont rapidement advectées en région polaire, puis s'enroulent anticycloniquement pour former le FrIAC.

III.4 Évolution de la circulation zonale dans la stratosphère

Dans cette section, nous examinons l'évolution du vent zonal dans la stratosphère (à 10 hPa) depuis le mois de janvier jusqu'au mois de juin. L'objectif est de déceler des similitudes de l'évolution dynamique de la stratosphère au cours de l'hiver, les années où les FrIACs ont eu lieu (2003, 2005, 2007 et 2011).

III.4.1 Évolution en fonction de la latitude

L'évolution en fonction du temps, du vent zonal (en moyenne zonale) dans l'hémisphère nord et à 10 hPa pour les quatre années identifiées est montrée sur la figure 3.18. Les lignes verticales continues blanches indiquent les dates où les FrIACs sont présents en région polaire. Les lignes verticales pointillées blanches correspondent aux dates du début des intrusions (cf figure 3.14).

Au cours de l'hiver, la région polaire est dominée par une intense circulation d'ouest (figure 3.18) atteignant parfois jusqu'à $60 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ en moyenne zonale, comme l'indiquent les graphes de 2005 (figure 3.18b) et 2011 (figure 3.18d). Cette cellule de vent intense correspond au vortex polaire, le maximum permettant d'identifier son bord. En 2003 (figure 3.18a) et 2007 (figure 3.18d), des lobes de vent d'est (bleu) apparaissent transitoirement aux hautes latitudes (par exemple à la fin février 2007), persistant seulement quelques jours, à la suite de quoi le régime d'ouest se rétablit. Ces événements indiquent généralement un déplacement du vortex vers les basses latitudes ou, dans les cas les plus extrêmes, un délitement de celui-ci. On parle alors de réchauffement stratosphérique dont l'intensité conditionne ce renversement du régime de vent. Ces événements seront examinés plus en détail par la suite (cf Chapitre V). En se déplaçant des régions polaires vers les latitudes tropicales, le régime de vent s'atténue progressivement tout en restant majoritairement d'ouest aux moyennes latitudes. Aux latitudes tropicales (inférieures à 20°N), le régime de vent zonal moyen montre alors une forte circulation d'est pour les années où les FrIACs ont lieu.

Au moment des intrusions, période identifiée par deux lignes blanches verticales, la circulation subit de profondes modifications. En 2003 et 2011 (figure 3.18a et d), un brutal renversement du vent a lieu en région polaire. Lorsque le FrIAC est établi durablement, le régime de vent est alors d'est. La situation en 2005 est assez particulière puisque le régime de vent s'inverse assez tôt au cours du mois de mars lors du réchauffement final majeur décrit par *Manney et al.* [2006], soit environ un mois plus tôt que lors des années 2003, 2007 et 2011. Le FrIAC est donc introduit alors qu'un régime d'est est déjà dominant aux latitudes polaires. Enfin, en 2007, le FrIAC est, par comparaison, introduit assez tardivement alors que le régime d'été vient juste de s'établir.

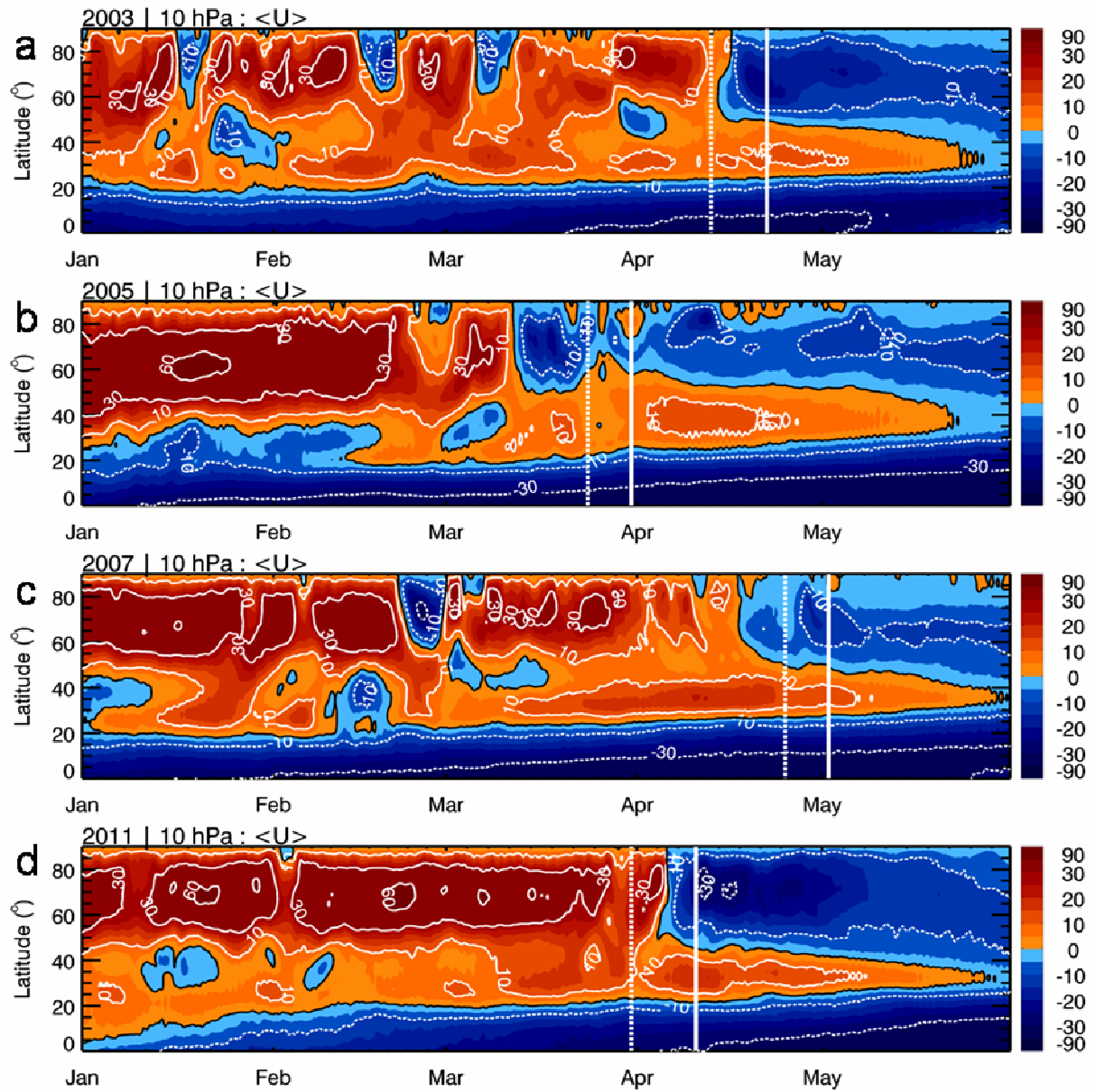


Figure 3.18. Moyenne zonale du vent zonal (en $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) calculée à 10 hPa dans l'hémisphère nord entre le 1^{er} janvier et le 31 mai pour les années 2003, 2005, 2007 et 2011. Les lignes verticales pointillées (continues) indiquent les dates d'intrusion (établissement en région polaire) des FrIACs. Les dates d'intrusions sont reliées aux dates de la figure 3.14.

Cette analyse montre que les quatre cas étudiés ici se sont produits à la période de transition entre le régime dynamique d'hiver et celui d'été. En particulier, le début de leur établissement durable en région polaire (ligne verticale continue) coïncide avec le début du régime durable d'été. En effet, l'anomalie anticyclonique associée aux FrIACs est à même de perdurer dans un régime d'est environnant par limitation des effets de cisaillement [Manney *et al.*, 2006 ; Allen *et al.*, 2011]. Bien que le FrIAC puisse être introduit en région polaire alors que la circulation moyenne est d'est, les moyennes latitudes sont dominées par un régime d'ouest (ceinture) qui perdure jusqu'à la fin du mois de mai. On retrouve ainsi la condition

nécessaire introduite par *Waugh* [1996]. Enfin, les régions tropicales sont, dans chaque cas, dominées par un régime d'est.

III.4.2 Évolution en fonction de la longitude

Les diagrammes Hovmöller à 10 hPa (figure 3.19) montrent l'évolution du vent zonal à moyenne latitude (50°N) du 1^{er} janvier au 31 mai 2003, 2005, 2007 et 2011. Ils permettent notamment de déceler les asymétries en fonction de la longitude masquées par les moyennes zonales. Les années 2003, 2005 et 2007 montrent que le vent zonal aux moyennes latitudes, du 1^{er} janvier à l'intrusion du FrIAC, évolue de façon similaire avec:

- Une circulation d'ouest (rouge) domine le secteur de longitudes [280°E ; 100°E], marquant la présence du vortex polaire.
- Une circulation d'est (bleu) domine le secteur de longitudes [100°E ; 280°E], marquant la présence de l'anticyclone des îles aléoutiennes (AH).

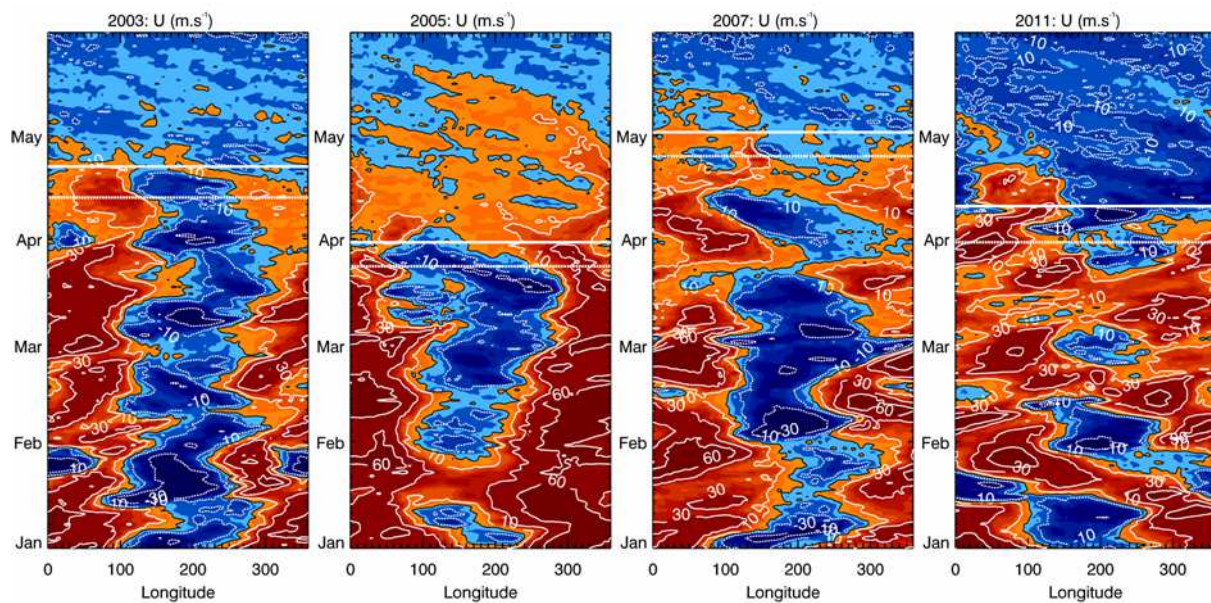


Figure 3.19. Diagrammes Hovmöller (longitude/temps) du vent zonal (en m.s^{-1}) ERA-INTERIM à 10 hPa et 50°N entre le 1^{er} janvier et le 31 mai 2003, 2005, 2007 et 2011. Les lignes horizontales pointillées et continues ont la même signification que pour la figure 3.19.

La présence de la paire vortex/AH (nombre d'onde $k=1$) persiste donc tout au long de l'hiver, suggérant une activité ondulatoire maintenue jusqu'à la dissolution du vortex. Pour le cas de 2011, la signature en nombre d'onde $k=1$ durant l'hiver est plus faible. Cela est en bon accord avec les récents résultats montrant que l'activité ondulatoire au cours de cet hiver a été particulièrement faible [*Hurwitz et al.*, 2011]. Cette très faible activité ondulatoire, durant l'hiver 2011, est l'une des principales causes ayant conduit au record de destruction d'ozone enregistré [*Manney et al.*, 2011].

Durant la période de genèse des FrIACs (entre les deux lignes blanches horizontales), l'alternance localisée entre la circulation d'est et d'ouest, correspondant à la cellule dipolaire identifiée figure 3.14, est située vers 100°E, 50°E, 130°E et 110°E pour les cas de 2003, 2005, 2007 et 2011 (figure 3.19), respectivement. À la fin de ces périodes (identifiées par les lignes blanches), cette structure convergente disparaît rapidement, laissant place à un régime de vent plus homogène et plus faible sur l'ensemble des longitudes, et marquant la transition lente vers le régime d'est d'été aux moyennes latitudes. Notons que la zone de convergence des vents oscille autour de la longitude 100°E tout au long de l'hiver. Cette région a été identifiée précédemment par *Harvey and Hitchman* [1996] comme un passage préférentiel d'échange entre les zones tropicales et extratropicales. Il correspond au bord ouest de l'AH.

III.5 Conclusion

Différents types d'intrusions de masses d'air issues des basses latitudes en région polaire, au printemps et en été, ont été observés et modélisés. L'instrument SPIRALE a permis de détecter des intrusions de masses d'air riches en monoxyde de carbone venant des plus basses latitudes, dans la haute troposphère et la basse stratosphère polaire en été. *Krysztofiak et al.* [2012] ont identifié des phénomènes dynamiques responsables du transport de pollution anthropique vers les régions polaires. Ces événements n'ont en revanche pas lieu dans la moyenne stratosphère en été, où l'absence de propagation d'ondes planétaires inhibe le transport méridien.

L'analyse de la transition printanière, durant laquelle le vortex polaire se rompt pour laisser place à la circulation d'été, révèle l'existence de phénomènes de couplages entre les basses latitudes et les régions polaires. Lors de la campagne de mesures ENRICHED, une intrusion venant des régions tropicales/subtropicales a pu être mise en évidence à l'aide des données de SPIRALE ainsi que des résultats du modèle MIMOSA d'advection de PV.

Certaines de ces intrusions sont en mesure de persister plusieurs mois, piégées à l'intérieur d'un anticyclone se déplaçant autour du pôle nord (FrIAC). Au total, quatre de ces événements ont été identifiés entre 2003 et 2011. Les deux premiers, en 2003 et 2005, furent initialement identifiés par *Lahoz et al* [2007] et *Manney et al* [2006], respectivement, par l'analyse d'observations satellitaires. Basés sur leurs travaux, nous avons pu mettre en évidence un cas en 2007 [*Thiéblemont et al.*, 2011] et le caractériser en utilisant les données du satellite MLS/Aura ainsi que les résultats du modèle MIMOSA. Il nous a aussi permis de valider l'utilisation de MIMOSA pour l'étude des FrIACs qui les reproduit fidèlement et permet de suivre leur évolution depuis leur introduction en région polaire, jusqu'à leur dissipation dans les champs de PV au début du mois de juin. En 2011, un nouveau cas a pu être identifié.

Les résultats du modèle MIMOSA et les données de l'ECMWF nous ont par ailleurs permis d'analyser les conditions dynamiques stratosphériques associées à la genèse des FrIACs. D'une part, à méso-échelle lors des intrusions et d'autre part à l'échelle globale,

temporelle et spatiale, permettant d'identifier des conditions dynamiques communes pour chaque cas.

L'analyse des intrusions conduisant aux FrIACs a révélé qu'elles se développaient systématiquement au voisinage (au sud) de parcelles d'air comportant de fortes valeurs de PV (rémanences de vortex ou vortex) déplacées vers les moyennes latitudes, formant ainsi une cellule dipolaire ; circulation anticyclonique au sud associée à l'intrusion d'air des basses latitudes et cyclonique au nord associée aux rémanences. Ces intrusions, associées à des déferlements intenses d'ondes planétaires, ont lieu lors d'un pic de l'activité ondulatoire aux moyennes latitudes, pic au cours duquel la cellule dipolaire se forme. Il a aussi été montré que les intrusions, conduisant à la formation de FrIACs, empruntent un chemin préférentiel pour atteindre les régions polaires, correspondant au bord ouest de l'anticyclone des îles aléoutiennes.

Nous avons montré que pour les quatre cas, ces événements s'établissent durablement alors que le régime de vent d'est domine la stratosphère polaire, et sont injectés dans la circulation générale alors qu'une ceinture de vents d'ouest domine les moyennes latitudes. De plus, il est constaté qu'au moment des intrusions de FrIAC, la phase de la QBO est systématiquement d'est.

Ces résultats nécessitent cependant plus d'investigations dans le but de mieux comprendre l'influence éventuelle de la QBO et de l'activité des ondes planétaires sur ces événements.

Nous proposons dans la suite de ce travail d'établir une climatologie détaillée de ces événements sur une période couvrant les années 1980 à 2011. Pour cela, une méthode permettant d'identifier de manière systématique les intrusions issues des basses latitudes en région polaire a été développée. Cette méthode est décrite dans le chapitre suivant.

Chapitre IV

Méthode de détection des intrusions d'air de basses latitudes en région polaire

Afin de suivre l'évolution de la position et la taille du vortex polaire, *Butchart and Remsberg* [1986] ont introduit la latitude équivalente, calculée à partir des champs de vorticité potentielle et notée PVEL [*Allen and Nakamura*, 2003]. Plus récemment, *Waugh* [1997] a développé un diagnostic elliptique permettant de définir le contour du vortex avec précision puis d'en calculer son aire à l'aide de la latitude équivalente. Les travaux de Harvey et coauteurs sur les cellules cycloniques et anticycloniques à grande échelle dans la stratosphère [cf *Harvey et al.*, 2002 ; 2004] ont été menés à l'aide d'un diagnostic (noté Q) permettant de quantifier la contribution relative de l'étirement et la rotation d'un champ de vent afin de déterminer la position de ces différentes cellules. Ils ont ainsi pu en déduire la taille en utilisant la latitude équivalente.

Dans le cadre de notre étude sur les échanges de masses d'air entre les basses latitudes et la région arctique, une méthode de détection systématique de ces intrusions a été développée puis appliquée aux résultats du modèle de transport de vorticité potentielle MIMOSA. Le principe est basé sur la conversion de la vorticité potentielle en latitude équivalente, ce qui présente de nombreux avantages. D'une part, si la latitude équivalente est calculée à partir d'un traceur aux propriétés conservatives, elle le devient à son tour et permet ainsi d'estimer l'origine géographique en latitude des masses d'air. D'autre part, la latitude équivalente étant associée à une aire, elle offre la possibilité de déduire la surface de ces intrusions. Bien entendu, certaines précautions doivent être prises du fait des phénomènes diabatiques agissant sur la vorticité potentielle qui vont influencer le calcul de la latitude équivalente, ainsi que d'autres effets que nous décrivons dans ce chapitre.

Ce chapitre est donc, dans un premier temps, dédié à la description de la méthode développée pour détecter les intrusions depuis les basses latitudes vers les régions polaires. Dans une seconde partie, des tests de sensibilité sont effectués sur la méthode afin de la valider et d'estimer sa robustesse pour la détection et la caractérisation des FrIACs.

IV.1 Principe général de la méthode

Cette section est consacrée à la description générale de la méthode de détection et de calcul de surface des intrusions, i.e. des masses d'air advectées depuis les basses latitudes en région polaire. Pour illustrer l'algorithme développé, nous prendrons l'exemple du 1^{er} février 2011 déjà mentionné dans le chapitre II (cf figure 2.8). La situation géophysique à cette date présente un intérêt certain puisque des masses d'air venant des basses latitudes ont été rapidement advectées en région polaire.

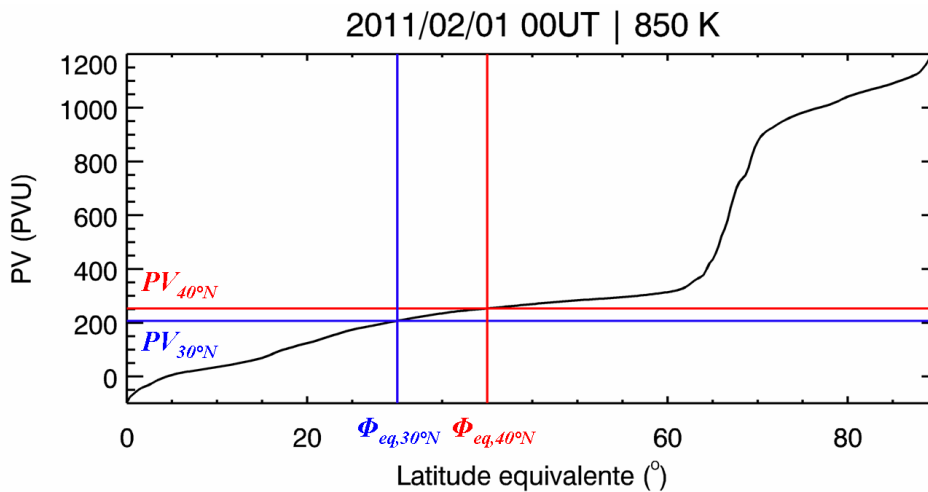


Figure 4.1. Distribution de la PV en fonction de la latitude équivalente, comme pour la figure 2.8. La ligne bleu (rouge) indique l'équivalence entre la latitude équivalente $\Phi_{eq,lim}=30^\circ\text{N}$ (40°N) et la valeur de PV_{lim} associée.

La figure 4.1 illustre la distribution de la vorticité potentielle en fonction de la latitude équivalente pour le 1^{er} février 2011 calculé à 850 K. À titre d'exemple, deux valeurs de latitudes équivalentes limites sont identifiées : elles ont pour valeur $\Phi_{eq,lim}=30^\circ\text{N}$ et $\Phi_{eq,lim}=40^\circ\text{N}$. Ainsi, les valeurs de PV (notées PV_{lim}) associées, déduites du graphe, sont 200 PVU et 250 PVU, respectivement. Cette correspondance signifie donc que si les isococontours de PV sur l'ensemble de l'hémisphère nord étaient concentriques, comme les parallèles géographiques (cercles de latitudes), les valeurs de PV au sud de 30°N (40°N) seraient inférieures à 200 PVU (250 PVU).

Les résultats du modèle MIMOSA (figure 4.2) illustrent les zones qui correspondent aux valeurs de PV inférieures à ces deux seuils : elles sont colorées en bleu ($PV_{30^\circ\text{N}}=200$ PVU ; $\Phi_{eq,30^\circ\text{N}}$) et en rouge ($PV_{40^\circ\text{N}}=250$ PVU ; $\Phi_{eq,40^\circ\text{N}}$). Sur l'une et l'autre des cartes, les zones ayant ces caractéristiques sont présentes depuis les basses latitudes jusqu'en région polaire. Elles dénotent une intrusion centrée au-dessus de l'Alaska (soit environ $155^\circ\text{W}/60^\circ\text{N}$), dans la zone préférentielle de localisation de l'anticyclone des îles aléoutiennes [Harvey and Hitchman, 1996]. La trace de l'intrusion est encore fortement marquée à l'est de l'Asie pour $\Phi_{eq,40^\circ\text{N}}$. Comme attendu, la différence entre les deux cartes montre que, plus le seuil $\Phi_{eq,lim}$ est choisi proche l'équateur, plus l'aire de la surface associée est faible.

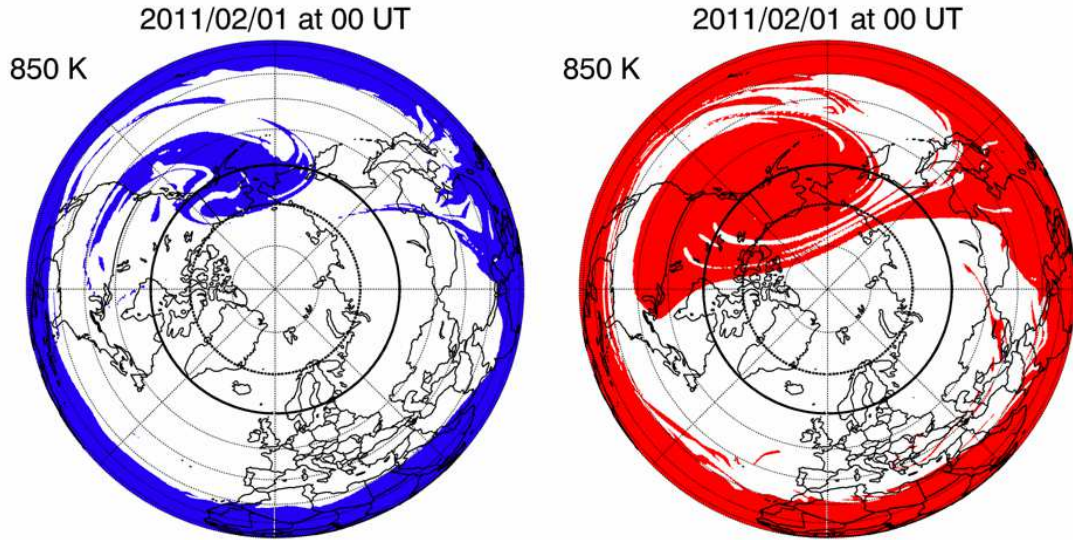


Figure 4.2. Cartes MIMOSA de l'hémisphère nord le 1^{er} février 2011 à 850 K. Le contour plein bleu (rouge) indique les valeurs de PV telles que le seuil PV_{lim} correspond à $\Phi_{eq,lim} < 30^\circ\text{N}$ (40°N).

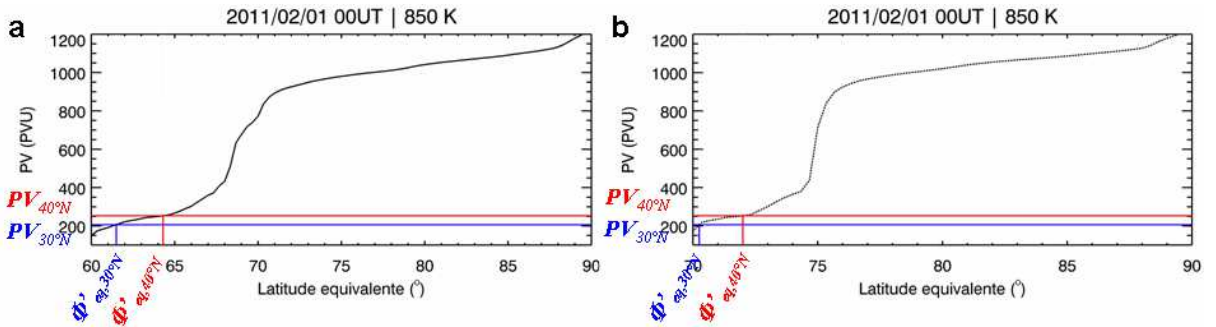


Figure 4.3. Comme pour la figure 4.1 mais en calculant la distribution de la vorticité potentielle en fonction de la latitude équivalente au nord de (a) $\Phi_{circle}=60^\circ\text{N}$ et (b) $\Phi_{circle}=70^\circ\text{N}$. Les lignes de couleur indiquent l'équivalence entre les PV_{lim} calculés (figure 4.1) et la latitude équivalente $\Phi'_{eq,lim}$ du nouveau référentiel.

L'étape suivante consiste à déterminer si ces masses d'air, correspondant au seuil de latitude équivalente $\Phi_{eq,lim}$, sont présentes au nord d'un cercle de latitude donné. Pour cela nous recalculons la distribution de la PV en fonction de la latitude équivalente au nord d'un certain cercle de latitude Φ_{circle} pris comme référence (à l'inverse de l'équateur qui est la référence prise précédemment). Deux cas sont présentés ; pour $\Phi_{circle}=60^\circ\text{N}$ (trait plein) et $\Phi_{circle}=70^\circ\text{N}$ (trait pointillé), illustrés sur la figure 4.2. En utilisant cette nouvelle distribution, il est possible de déterminer la latitude équivalente nommée $\Phi'_{eq,lim}$, associée au PV_{lim} défini en amont. Les résultats sont montrés sur la figure 4.3. Cette valeur $\Phi'_{eq,lim}$ peut alors être convertie en l'aire S_{lim} , calculée au nord des cercles de latitude $\Phi_{circle}=60^\circ\text{N}$ et $\Phi_{circle}=70^\circ\text{N}$, associée aux intrusions dont la PV est inférieure au seuil PV_{lim} .

La surface des intrusions calculée au nord de Φ_{circle} s'exprime selon la relation :

$$S_{lim} = 2\pi a^2 \left(\sin(\phi'_{eq,lim}) - \sin(\phi_{circle}) \right) \quad (4.1)$$

où S_{lim} est exprimée en m^2 . Si le terme $2\pi a^2$ est omis, et que S_{lim} est multipliée par 100, la surface est alors exprimée en fraction de la surface totale de l'hémisphère nord (notée %NH).

Les résultats obtenus pour le 1^{er} février 2011 sont récapitulés dans le tableau 4.1. La superficie ($0,38 \cdot 10^6 \text{ km}^2$) de l'intrusion au-delà de $\Phi_{circle}=70^\circ\text{N}$ calculée pour le seuil de latitude équivalente $\Phi_{eq,30^\circ\text{N}}$ est très faible (inférieure à la superficie du Royaume-Uni), ce qui est en bon accord avec la figure 4.2, montrant qu'une faible partie seulement de l'intrusion est localisée au nord de 70°N . En comparaison, l'aire de l'intrusion calculée au nord de $\Phi_{circle}=60^\circ\text{N}$ et pour le seuil de latitude équivalente $\Phi_{eq,40^\circ\text{N}}$ vaut environ 8,75 millions de km^2 , étant donc légèrement inférieure à la surface couverte par les terres canadiennes ce qui est en bon accord qualitatif avec la figure 4.2.

$\Phi_{eq,lim} \backslash \Phi_{circle}$		60°N	70°N
30°N	%NH	1,20 %	< 0,10 %
	10^6 km^2	3,26	< 0,22
40°N	%NH	3,40 %	1,14 %
	10^6 km^2	8,75	2,90

Tableau 4.1. Surface S_{lim} de l'intrusion du 1^{er} février 2011 calculée au nord de 60°N et 70°N

Il faut noter, par ailleurs, que des diagnostics performants mais plus complexes [cf *Waugh, 1997 ; Harvey et al., 2002 ; 2004*] permettent d'évaluer précisément les surfaces des structures cycloniques ou anticycloniques durant l'hiver polaire. La méthode développée ici est différente au sens où son but est de détecter de manière systématique, des intrusions de masses d'air en régions polaires en fonction de leur origine en latitude à partir de la PV seule. Ceci est notamment bien illustré sur la figure 4.2 où la surface calculée n'est pas celle de la structure complète dont une partie s'étend vers les moyennes latitudes, mais celle de l'intrusion présente à un instant donné au nord du cercle de latitude Φ_{circle} .

IV.2 Détection de masses d'air des basses latitudes en région polaire

La méthode décrite précédemment est utilisée pour détecter la présence de masses d'air venant des basses latitudes en région polaire. L'objet de ce travail est de repérer ce type d'intrusions à la transition entre le régime dynamique d'hiver et le régime dynamique d'été, dans le but de détecter des FrIACs qui peuvent perdurer plusieurs semaines en région polaire [*Manney et al., 2006 ; Lahoz et al., 2007 ; Thiéblemont et al., 2011*] lorsque le régime anticyclonique d'été est établi.

IV.2.1 Définition de la date de transition vers le régime dynamique d'été

Il a été montré précédemment, à partir de l'analyse des cas de FrIACs de 2003, 2005, 2007 et 2011 (cf Chapitre III) que ceux-ci avaient lieu au voisinage du changement de régime des vents, où la circulation hivernal (cyclonique) s'inverse irréversiblement vers la circulation estival (anticyclonique). Cette date, qui sera par la suite nommée *turnover*, est définie lorsque la moyenne zonale de la vitesse du vent zonal à 10 hPa et 60°N devient irréversiblement négative (vent moyen d'est) jusqu'à la transition automnale, i.e. sans retour, même transitoire, à des vitesses positives (vent moyen d'ouest) jusqu'au début du mois d'août. Les dates des turnovers ont été calculées systématiquement de 1980 à 2011, à partir des données réanalysées ERA-Interim (figure 4.4).

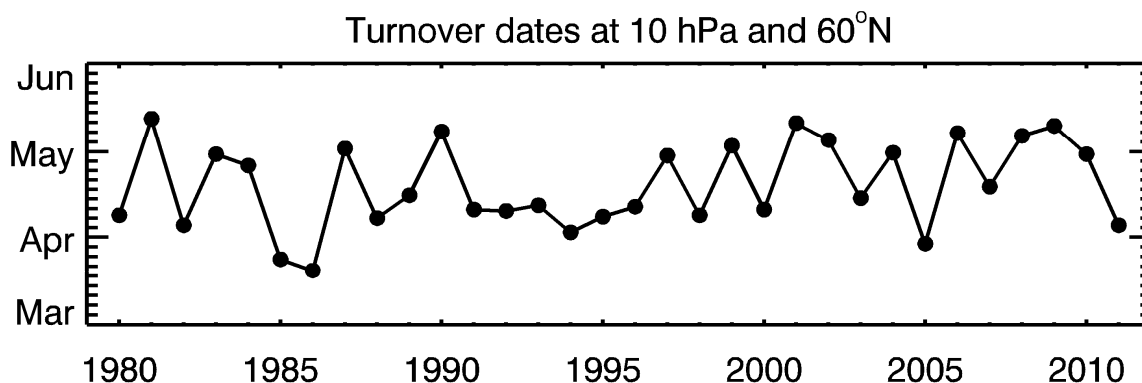


Figure 4.4. Dates des turnover calculées pour les années 1980 à 2011.

Il apparaît immédiatement qu'il existe une importante variabilité interannuelle du turnover, allant pour les cas extrêmes, de mi-mars (en 1986) à mi-mai (en 2009). La variabilité interannuelle de la date du délitement du vortex dans l'hémisphère nord (où date du réchauffement stratosphérique final) est du même ordre de grandeur [Black and McDaniels, 2007 ; Ayarzagüena et al., 2009 ; Waugh and Polvani, 2010]. Notons néanmoins que la définition de la date de délitement du vortex, introduite par Black et al. [2006], est telle que la moyenne glissante sur 5 jours de la moyenne zonale du vent zonal à 50 hPa et 70°N devient négative, sans retour ultérieur à des valeurs supérieures à $5 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$. Bien que cette date soit communément utilisée (voir références citées précédemment), elle n'est pas adaptée dans le cas des FrIACs qui, d'une part, ne sont pas détectés à 50 hPa et dont le signal est le plus intense à 10 hPa (cf Chapitre III), et d'autre part, correspondent physiquement, à un piégeage de masses d'air subtropicales/tropicales dans la circulation d'été.

Ainsi, la définition du turnover sera utilisée comme date de référence pour la détection systématique d'intrusions de masses d'air en région polaire, pouvant potentiellement conduire à des événements de type FrIACs.

IV.2.2 Tests de sensibilité de la méthode de détection d'intrusions

Les FrIACs, une fois introduits en région polaire, évoluent indépendamment de leur région d'origine (basses latitudes). Ils ont donc, au moment de leur formation, la signature en vortacité potentielle de la région depuis laquelle ils ont été extraits plusieurs jours auparavant. Par ailleurs, dans cette région d'origine, la vortacité potentielle varie en fonction du temps. En d'autres termes, pour une latitude équivalente donnée, la valeur de la vortacité potentielle est à même de varier. Dans la méthode développée, il est donc nécessaire, à un instant donné, de fixer la valeur limite PV_{lim} . Dans ce cas on parle, non pas de latitude équivalente, dont la distribution de PV associée varie au cours du temps, mais de traceur de latitude équivalente [Allen *et al.*, 2003].

L'autre élément important à prendre en compte est le choix de la valeur de la latitude équivalente limite $\Phi_{eq,lim}$. De manière simple, si l'intrusion est originaire d'une bande de latitudes comprise entre 35°N et 40°N en latitude équivalente, et que la limite $\Phi_{eq,lim}$ est prise égale à 30°N, l'intrusion ne sera pas détectée. Enfin, le dernier paramètre susceptible d'avoir un impact sur les résultats est le jour d'initialisation de la simulation MIMOSA (t_{init}).

Les tests de sensibilité effectués sur les différents paramètres sont résumés dans le tableau 4.2. En considérant en première approche que les FrIACs sont injectés dans la circulation générale de moyenne et haute latitude après le turnover, l'influence du jour d'initialisation de la latitude équivalente limite $\Phi_{eq,lim}$ est testée entre -15 et 0 jours avant le turnover ; intervalle de temps selon lequel, l'intrusion est susceptibles d'être extraite de sa région d'origine. La valeur de la latitude équivalente limite $\Phi_{eq,lim}$ est testée entre 30°N et 50°N. Enfin, le jour d'initialisation du modèle MIMOSA est testé entre le 1^{er} janvier et 1^{er} mars, le turnover ayant au minimum lieu le 15 mars (figure 4.4).

Paramètre	Choix de la date d'initialisation de $\Phi_{eq,lim}$	Valeur de $\Phi_{eq,lim}$	t_{init}
Test	Entre -15 et 0 jours avant le turnover	Entre 30°N et 50°N	Entre le 1 ^{er} janvier et le 1 ^{er} mars

Tableau 4.2. Résumé des différents paramètres testés relativement à la méthode de détection des intrusions en région polaire.

IV.2.2.1 Test de sensibilité sur le jour d'initialisation de la latitude équivalente limite

Afin d'illustrer l'influence de la valeur de la latitude équivalente limite, choisie en fonction du jour d'initialisation, on a considéré les années 2011, où un FrIAC a été observé, et 2009, où aucun FrIAC n'est reporté. La figure 4.5 montre la dépendance, en fonction du temps, de la valeur $PV_{40°N}$ associée à la latitude équivalente fixée à $\Phi_{eq,40°N}$. La ligne pointillée, en gris rose (vert) montre la valeur minimum (maximum) de PV_{lim} obtenue avant le

turnover. La ligne bleue continue correspond à la valeur PV_{lim} , moyennée sur les 15 jours précédents le turnover. L'écart entre la valeur minimum et maximum de PV_{lim} permet de définir un intervalle de sensibilité ΔPV_{lim} . Il permet de tenir compte de l'erreur commise sur la date d'initialisation de la latitude équivalente limite $\Phi_{eq,lim}$. En 2011 et 2009, les valeurs de ces intervalles valent 6 PVU et 18 PVU, respectivement.

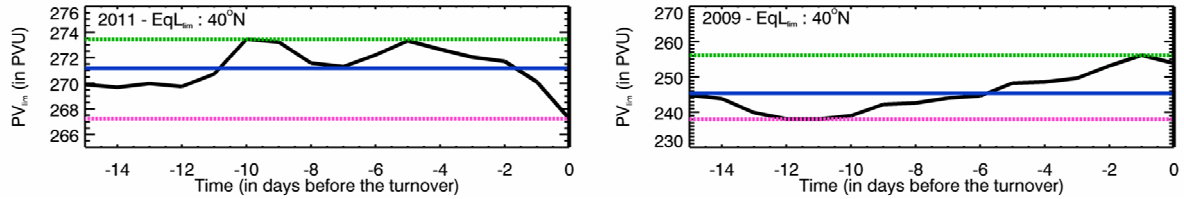


Figure 4.5. Évolution, entre -15 et 0 jours avant la date du turnover, de la valeur de vorticité potentielle PV_{lim} (en PVU), calculée pour la latitude équivalent limite $\Phi_{eq,40^\circ N}$ en (à gauche) 2011 et (à droite) 2009. Les échelles des axes de PV (en ordonnées) ne sont pas les mêmes en 2011 et en 2009.

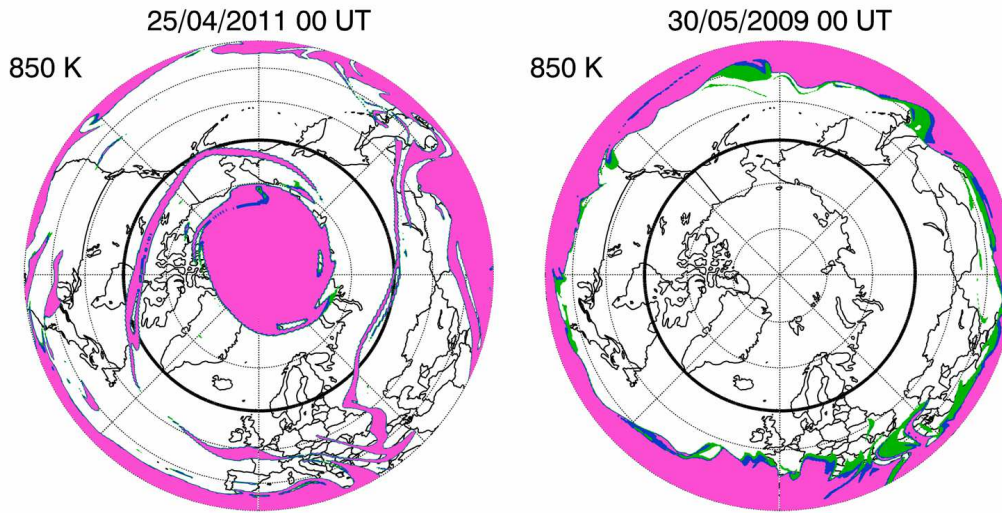


Figure 4.6. Cartes de vorticité potentielle obtenues à partir du modèle MIMOSA les (à gauche) 25 avril 2011 et (à droite) 30 mai 2009 à 850 K. Les contours gris clair, noir et gris foncés pleins correspondent aux valeurs de $PV_{40^\circ N}$ maximale, moyenne, et minimale, respectivement.

Cet intervalle est illustré spatialement sur la figure 4.6 au 20^{ème} jour après le turnover, correspondant aux 25 avril 2011 et 30 mai 2009. Les contours vert, bleu, et rose, correspondent aux champs de PV dont la valeur est inférieure à la valeur $PV_{40^\circ N}$ maximale, moyenne, et minimale, respectivement. En 2009, aucune intrusion n'est détectée au pôle. En 2011 en revanche, l'intrusion correspondant au FrIAC est localisée au nord de $60^\circ N$. Qualitativement, il apparaît que la variation de l'étendue spatiale de l'intrusion est faible sur l'intervalle $[PV_{40^\circ N} \text{ min} ; PV_{40^\circ N} \text{ max}]$. Le remplissage de la très fine structure en forme de virgule à l'intérieur du FrIAC et les fins contours bleus et verts enveloppant les contours pleins roses en sont la meilleure illustration. En d'autres termes, la méthode semble peu sensible au jour d'initialisation du paramètre PV_{lim} .

La figure 4.7 montre les résultats obtenus à partir de la méthode de calcul de la surface des intrusions S_{lim} pour les années 2011 et 2009, relativement aux valeurs de $PV_{40^\circ N}$ définies sur la figure 4.5. Les courbes pointillées en rose (vert) correspondent aux calculs de pour les

valeurs de $PV_{40^\circ N}$ minimales (maximales) et la courbe bleue continue correspond à la valeur $PV_{40^\circ N}$ moyenne. En 2011, l'aire des intrusions augmente rapidement au voisinage du turnover (jour 0), pour atteindre un maximum d'environ 5,2 %NH au jour 5 avant de décroître lentement. Cette importante augmentation est la signature du FrIAC. À l'inverse, en 2009, une aire très faible d'intrusion est obtenue entre les jours -10 et 0 (inférieure à 0,3 %NH), cohérente avec l'absence de FrIACs. L'intervalle de sensibilité $\Delta PV_{40^\circ N}$, défini précédemment, se répercute sur le calcul de l'aire des intrusions $S_{40^\circ N}$. Cet écart, noté $\Delta S_{40^\circ N}$, vaut en moyenne 0,2%NH (0,1%NH) en 2011 (2009), ce qui correspond à un intervalle de sensibilité relatif d'environ $0,2/5,2 \times 100 \approx 4\%$ ($0,1/0,3 \times 100 \approx 33\%$).

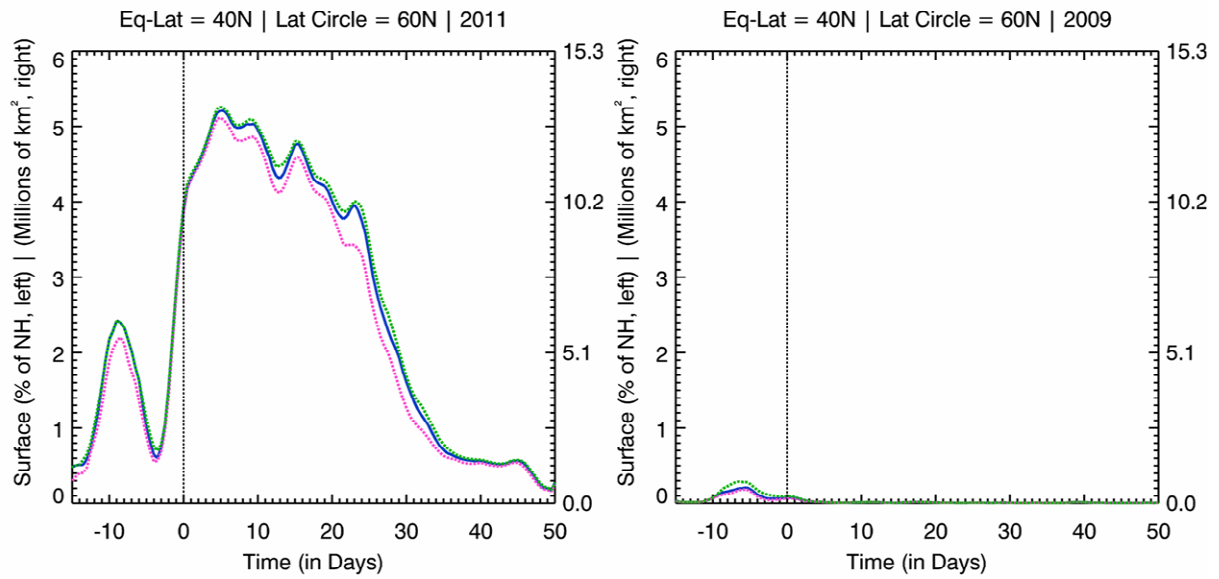


Figure 4.7. Évolution en fonction du temps (exprimée en jours, où 0 correspond à la date du turnover) de l'aire des intrusions S_{lim} , exprimée en % de l'aire de l'hémisphère nord (axe de gauche) ou en millions de km^2 (axe de droite). Ces aires sont calculées au nord de 60°N ($\Phi_{circle}=60^\circ\text{N}$) le long de la surface isentrope 850 K pour les valeurs minimales, maximales et moyennes de PV_{lim} (cf figure 4.5) des années (gauche) 2011 et (droite) 2009.

Les tests de sensibilité effectués sur le choix de la valeur initiale PV_{lim} (i.e. la date d'initialisation de la latitude équivalente limite $\Phi_{eq,lim}$) montrent que son influence est faible sur le résultat obtenu pour la surface d'intrusion. De plus, en calculant les surfaces d'intrusions S_{lim} dans l'intervalle de sensibilité défini, nous pouvons définir un écart ΔS_{lim} , traduisant l'intervalle de sensibilité sur les surfaces calculées à partir de l'algorithme développé.

IV.2.2.2 Tests de sensibilité sur le choix de la latitude équivalente limite

Les résultats obtenus par l'algorithme de détection d'intrusions des basses latitudes en région polaire sont à présent testés en fonction de la valeur de la latitude équivalente limite $\Phi_{eq,lim}$, choisie à 30°N , 40°N et 50°N . La dépendance en fonction de $\Phi_{eq,lim}$ est illustrée sur la figure 4.8, au 20^{ème} jour après le turnover en 2011 et 2009. Dans le cas de 2011, il apparaît

clairement que plus la valeur de $\Phi_{eq,lim}$ choisie est grande, plus l'aire du FrIAC est importante. En revanche, en 2009, alors qu'aucune intrusion associée à $\Phi_{eq,30^\circ N}$ et $\Phi_{eq,40^\circ N}$ (bleu et noir) n'est détectée, des structures larges et éparées apparaissent pour la valeur $\Phi_{eq,50^\circ N}$. Cela montre que la valeur limite $\Phi_{eq,50^\circ N}$ n'est pas adaptée pour suivre les masses d'air subtropicales que nous souhaitons sélectionner.

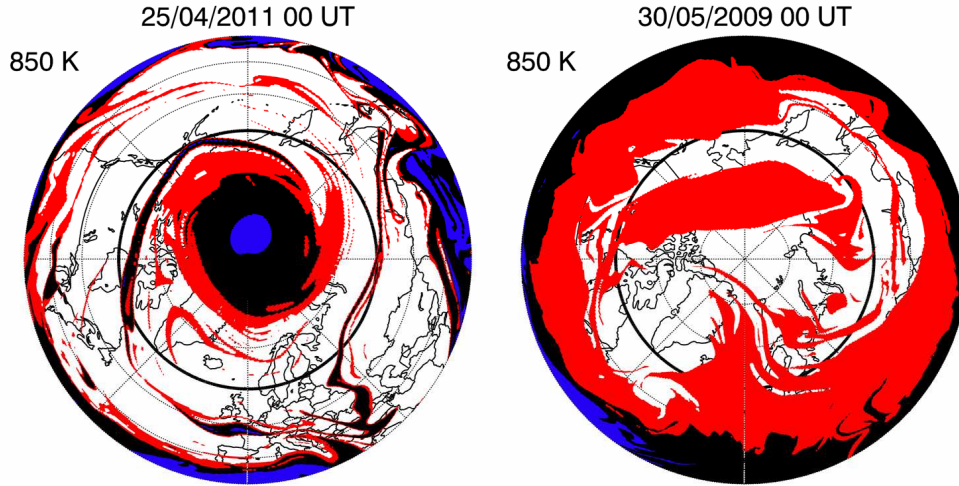


Figure 4.8. Cartes de vorticité potentielle obtenues à partir du modèle MIMOSA les (gauche) 25 avril 2011 et (droite) 30 mai 2009 à 850 K. Les contours bleu, noir et rouge correspondent aux valeurs de PV_{lim} moyennes, associées aux $\Phi_{eq,30^\circ N}$, $\Phi_{eq,40^\circ N}$, et $\Phi_{eq,50^\circ N}$, respectivement.

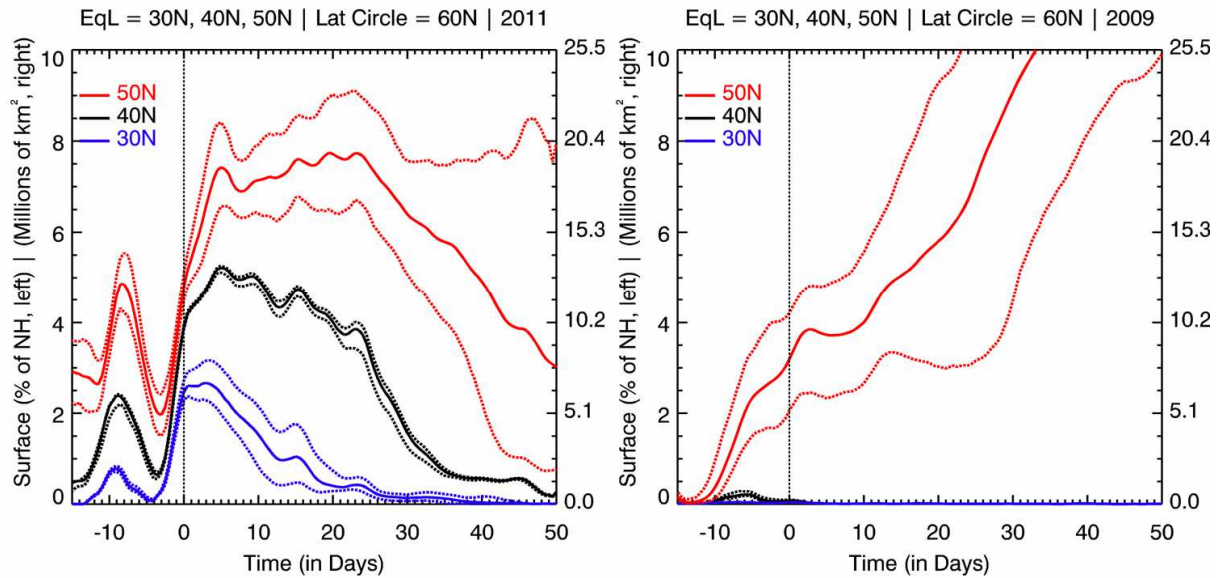


Figure 4.9. Évolution, en fonction du temps, de l'aire des intrusions S_{lim} au nord de $60^\circ N$ ($\Phi_{circle}=60^\circ N$) et à 850 K et en fonction de la latitude équivalente de référence $\Phi_{eq,lim}$. Les valeurs de $S_{30^\circ N}$, $S_{40^\circ N}$ et $S_{50^\circ N}$, associées aux latitudes équivalentes limites $\Phi_{eq,30^\circ N}$, $\Phi_{eq,40^\circ N}$, et $\Phi_{eq,50^\circ N}$, correspondent aux courbes rouges, noires et bleues, respectivement. Les courbes en pointillées indiquent les intervalles de sensibilité.

L'évolution temporelle de la surface des intrusions S_{lim} , calculées autour du turnover des années 2011 et 2009, est illustrée sur la figure 4.9. L'intervalle de sensibilité ΔS_{lim} , décrit dans la section précédente, est reporté pour chaque courbe.

Pour 2011, on constate que les trois courbes ont des allures similaires montrant une forte augmentation de l'aire des intrusions au moment du turnover, suivie d'un palier plus ou moins court, puis d'une décroissance progressive. Ces allures de courbes sont cohérentes avec la présence d'un FrIAC en région polaire qui persiste après le turnover et dont le signal s'atténue progressivement par l'effet d'échauffement diabatique sur la vorticité potentielle. Par ailleurs, ce graphe indique que, plus la latitude équivalente limite $\Phi_{eq,lim}$ est choisie au sud, plus l'aire des intrusions correspondante est petite ; ce qui est cohérent avec la carte de la figure 4.8.

En 2009, l'algorithme détecte une augmentation progressive de l'aire des intrusions contraintes par la latitude équivalente limite $\Phi_{eq,50^\circ N}$ (courbe rouge), n'apparaissant pas pour les valeurs de $\Phi_{eq,lim}$ inférieures. Ce résultat est en bon accord avec la carte de la figure 4.8. Aucun FrIAC n'ayant été observé en 2009, ce résultat indique que la valeur $\Phi_{eq,50^\circ N}$ n'est pas suffisamment contraignante pour l'année 2009, entraînant la détection importante d'intrusions qui ne sont pas associées à des FrIACs mais   un mélange global entre les masses d'air des moyennes latitudes et celles des latitudes polaires après la destruction du vortex polaire. Ce phénomène se traduit par une forte chute du gradient méridien de vorticité potentielle et une homogénéisation des valeurs de vorticité potentielle en région polaire.

Enfin, l'analyse des intervalles de sensibilité ΔS_{lim} ( carts matérialisés par les courbes pointillées sur la figure 4.9) montrent que ceux-ci restent cohérents pour les valeurs $\Phi_{eq,30^\circ N}$ et $\Phi_{eq,40^\circ N}$. En effet, ils convergent à mesure que le temps progresse. En revanche pour la valeur $\Phi_{eq,50^\circ N}$, une forte divergence est observée, quelle que soit l'année.

En conclusion, les tests sur les différentes valeurs de $\Phi_{eq,lim}$, combinés à l'allure des intervalles de sensibilité montrent, pour les exemples de 2009 et 2011, que la valeur $\Phi_{eq,lim}=40^\circ N$ semble être la plus adéquate pour la détection de FrIACs.

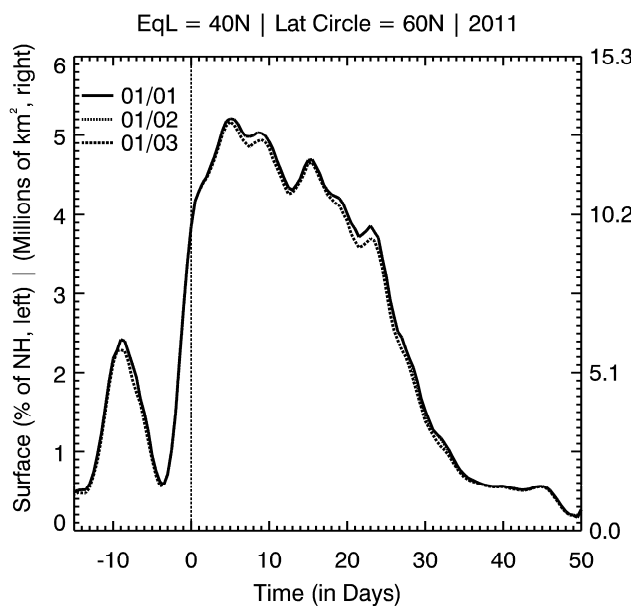


Figure 4.10.  volution, en fonction du temps et de la date d'initialisation du modèle MIMOSA, de l'aire des intrusions. La latitude équivalente de référence, $\Phi_{eq,lim}$, est prise égale à $40^\circ N$. La valeur de PV_{lim} correspond au PV_{lim} moyenné entre -15 et 0 jours avant le turnover.

IV.2.2.3 Test de sensibilité sur le jour d'initialisation de la simulation MIMOSA

Le dernier test de sensibilité réalisé tient compte du jour de l'initialisation du modèle MIMOSA t_{init} . Les trois simulations, à 850 K, ont été initialisées le 1^{er} janvier, 1^{er} février et 1^{er} mars 2011. Les résultats obtenus pour calcul de l'aire des intrusions sont montrés sur la figure 4.10. Ils indiquent que l'aire obtenue est très peu dépendante de la date d'initialisation du modèle. Seule la simulation débutant le 1^{er} mars présente un écart visible, qui cependant, est de 0,1%NH en valeur absolue, soit un écart de 2% en relatif. Par la suite, les simulations effectuées pour établir la climatologie des FrIACs ont toutes été initialisées à partir du 1^{er} janvier de chaque année.

IV.2.3 Résumé des tests

Le but de l'algorithme étant de détecter, de manière systématique, les intrusions en région polaire et après le turnover entre 1980 et 2011, les tests sur la valeur des latitudes équivalentes limites $\Phi_{eq,lim}$ ont été effectués sur l'ensemble des années. De la même manière, la détermination des intervalles de sensibilité associés a été effectuée, afin d'estimer la sensibilité sur le calcul de la surface ΔS_{lim} . Les résultats sont résumés par la figure 4.11.

Le graphe de gauche donne la moyenne sur toutes les années de l'aire des intrusions en région polaire autour du turnover pour différentes latitudes équivalentes limites. On constate deux allures bien distinctes :

- les courbes obtenues pour $\Phi_{eq,30^\circ N}$ et $\Phi_{eq,40^\circ N}$ (bleue et noire), indiquent une croissance des surfaces S_{lim} au moment du turnover puis une diminution progressive vers 0. Cela indique que les masses d'air introduites en région polaire persistent puis disparaissent. Cette disparition du signal des intrusions après le turnover peut être envisagée selon deux scénarios. Les intrusions peuvent, soit être advectées en dehors de la région polaire délimitée par le cercle de latitude $\Phi_{circle}=60^\circ N$, soit se dissiper progressivement par l'action du chauffage diabatique sur la vorticité potentielle.
- les courbes obtenues pour $\Phi_{eq,45^\circ N}$ et $\Phi_{eq,50^\circ N}$ (verte et rouge) indiquent une croissance de la surface S_{lim} au moment du turnover, qui s'accroît après les jours 30 et 20, respectivement. Ce phénomène est similaire à celui illustré par l'analyse détaillée du cas de 2009. Les valeurs de latitude équivalente limite $45^\circ N$ et $50^\circ N$ ne sont donc pas assez contraignantes, et peuvent entraîner la détection de nombreuses intrusions, qui ne sont pas forcément issues des régions subtropicales. En effet, l'activité ondulatoire diminuant progressivement après le turnover [Andrews *et al.*, 1987], il n'est physiquement pas envisageable que des intrusions en région polaire, liées à des déferlement d'ondes, puissent avoir lieu plusieurs semaines après le turnover. Le choix de ces valeurs est donc exclu car il entraîne une confusion possible entre les

phénomènes de type FrIAC et le mélange global entre les masses d'air des moyennes latitudes et des régions polaires après le délitement du vortex polaire.

Le graphe de droite montre l'évolution temporelle climatologique de l'intervalle de sensibilité, ΔS_{lim} , pour les différentes valeurs de la latitude équivalente limite, $\Phi_{eq,lim}$, examinées précédemment. Il apparaît que plus la valeur de $\Phi_{eq,lim}$ est prise au nord, plus l'intervalle de sensibilité est étendue (incertitude plus grande). Pour la valeur $\Phi_{eq,40^\circ N}$, l'intervalle de sensibilité climatologique reste stable à une valeur inférieure à 0,5 %NH et vaut en moyenne 0,3 %NH entre les jours -15 et 50. Pour la valeur $\Phi_{eq,30^\circ N}$, l'intervalle de sensibilité est inférieur à 0,3 %NH. Au regard de l'évolution des intervalles de sensibilité, il semble, à nouveau, que la valeur de latitude équivalente limite $\Phi_{eq,40^\circ N}$ soit la plus adéquate.

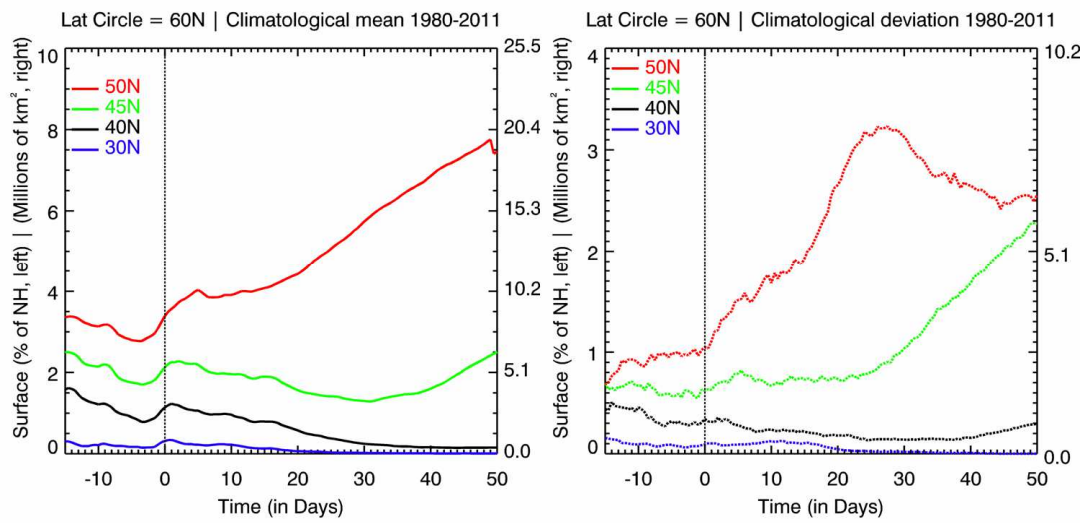


Figure 4.11. (gauche) Évolution journalière de la surface des intrusions moyennée sur l'ensemble des années 1980 à 2011 pour les latitudes équivalentes de référence $\Phi_{eq,lim}=30^\circ N$, $40^\circ N$, $45^\circ N$ et $50^\circ N$ (en bleu, noir, vert et rouge, respectivement). La valeur de PV_{lim} correspond au PV_{lim} moyen calculé pour chaque année. (droite) Évolution journalière de la valeur de l'intervalle de sensibilité (exprimé en %NH) moyennée sur l'ensemble des années 1980 à 2011 pour les mêmes valeurs de $\Phi_{eq,lim}$ que sur le graphe de gauche.

IV.3 Conclusion

Au regard de ces différents tests, il apparaît nettement, que les latitudes équivalentes limites les plus appropriées pour la détection d'air subtropical en région polaire, et par voie de conséquence, pour la détection des FrIACs, sont situées dans la gamme testée $[30 ; 40]^\circ N$. Cet intervalle permet, d'une part, d'éviter toute confusion entre la détection de FrIACs et celle du mélange global entre les masses d'air des moyennes latitudes et de la région polaire après le délitement du vortex. D'autre part, il présente un intervalle de sensibilité suffisamment faible et peu variable dans le temps. Ces conditions ne sont pas vérifiées pour les valeurs de $\Phi_{eq,lim}$ plus élevées.

Par ailleurs, puisqu'il n'existe pas de critère précis sur l'origine des masses d'air piégées au sein des FrIACs (i.e. masses d'air tropicales/subtropicales), nous choisirons par la suite, la valeur de latitude équivalente limite $\Phi_{eq,40^\circ N}$. Cette valeur, moins restrictive que $\Phi_{eq,30^\circ N}$, permet de détecter l'ensemble des intrusions pouvant potentiellement entraîner des phénomènes de FrIACs. La valeur de vorticité potentielle limite ($PV_{40^\circ N}$), correspondra au $PV_{40^\circ N}$ moyen calculé entre -15 et 0 jours avant le turnover. Enfin, le modèle MIMOSA sera initialisé au 1^{er} janvier pour chaque année considérée dans notre étude.

Chapitre V

Climatologie des FrIACs

En conclusion de leur article, *Manney et al.* [2006] suggèrent que des cas de FrIAC pourraient, après analyse des champs de PV, avoir eu lieu en 1982, 1994, 1997 et 2002, ce qui néanmoins, nécessite confirmation. Dans ce chapitre, nous proposons d'établir une climatologie détaillée de ces événements depuis 1980 afin d'en déceler la variabilité, à la fois temporelle (interannuelle, décennale, etc) et structurelle (taille, origine, etc). Cela dans le but de mieux comprendre les processus dynamiques associés à ces événements qui, nous l'avons vu dans le chapitre précédent, sont étroitement liés à l'activité ondulatoire et à la distribution du vent zonal en fonction du temps et de l'espace. En d'autres termes, la question scientifique est de savoir si les années où les FrIACs ont lieu présentent des caractéristiques spécifiques, qui les distinguent des autres, et si, l'établissement d'une série temporelle fiable de ces événements peut apporter des indications sur l'évolution dynamique de la stratosphère dans un contexte climatique.

Cette climatologie des FrIACs est essentiellement basée sur les résultats du modèle MIMOSA qui s'avère très efficace dans la représentation de tels phénomènes. La première partie est consacrée à l'établissement de leur fréquence interannuelle et leur caractérisation structurelle. Dans la seconde partie, les liens entre les FrIACs et l'activité ondulatoire sont analysés en détail. Puis, l'analyse des liens existants entre la phase de la QBO et les FrIACs et plus généralement les intrusions provenant des basses latitudes, est traitée. Enfin, la dernière partie est consacrée à un bilan des différents résultats obtenus et à leur discussion.

V.1 Fréquence des FrIACs entre 1980 et 2011

Les simulations MIMOSA ont été réalisées en continu entre le 1^{er} janvier et le 30 juin, pour chaque année entre 1980 et 2011. L'initialisation est effectuée à partir des champs de vents, température et pression des données réanalysées ERA-Interim de l'ECMWF. Notons que ces simulations ont toutes été effectuées à la température potentielle 850 K correspondant au niveau où le signal des FrIACs est le plus intense (cf Chapitre III).

V.1.1 Identification des intrusions de basses latitudes en région polaire

Pour déceler la présence de FrIACs dans la stratosphère polaire, l'algorithme de détection d'intrusions de masses d'air (cf Chapitre V) est appliqué autour du turnover de chaque année entre 1980 et 2011, en utilisant les paramètres définis dans le chapitre IV.

V.1.1.1 Détection systématique d'intrusions en région polaire

L'évolution à 850 K de l'aire des intrusions en région polaire (au nord de $\Phi_{circle}=60^\circ N$) est montrée sur la figure 5.1 et divisée en quatre graphes (a, b, c et d) correspondant aux quatre décennies, pour plus de lisibilité. Pour les raisons mentionnées dans le chapitre précédent, la valeur de la latitude équivalente limite $\Phi_{eq,lim}$ a été choisie égale à $40^\circ N$. Les intervalles de sensibilité pour chaque année ne sont pas représentés, pour plus de lisibilité. En revanche la valeur d'aire 0.3 %NH est marquée par une ligne horizontale sur chaque graphe. Elle correspond à l'intervalle de sensibilité climatologique moyen ΔS_{lim} , calculée pour la latitude équivalente limite $\Phi_{eq,40^\circ N}$ (cf figure 4.11 et section IV.2.2.4).

Quelle que soit l'année considérée (figure 5.1), la période avant le turnover est caractérisée par une très forte variabilité de l'aire des intrusions issues des basses latitudes. Les intrusions sont advectées en région polaire mais n'y demeurent pas, étant rapidement, soit distordues soit déplacées hors du cercle de latitude $\Phi_{circle}=60^\circ N$. L'apparition de telles perturbations est cohérente avec la propagation des ondes planétaires ayant lieu en présence de la circulation d'ouest hivernale [Andrews *et al.*, 1987]. Après le turnover, les surfaces des intrusions affichent des oscillations de moindre amplitude avant de décroître progressivement au cours de la saison. Comme attendu, la présence d'air des basses latitudes en région polaire devient moins fréquente puisque les ondes planétaires, initiant leur intrusion, se dissipent avec l'arrivée de la circulation d'été.

La valeur de l'intervalle de sensibilité climatologique de la surface, $\Delta S_{40^\circ N}$, égale à 0.3 %NH (ligne horizontale pointillée), permet d'établir un seuil de détectabilité des intrusions venant des basses latitudes en région polaire. Notons que cette valeur d'aire est équivalente à la superficie de la péninsule ibérique, et qu'en dessous de celle-ci, les intrusions sont trop faibles pour être significative.

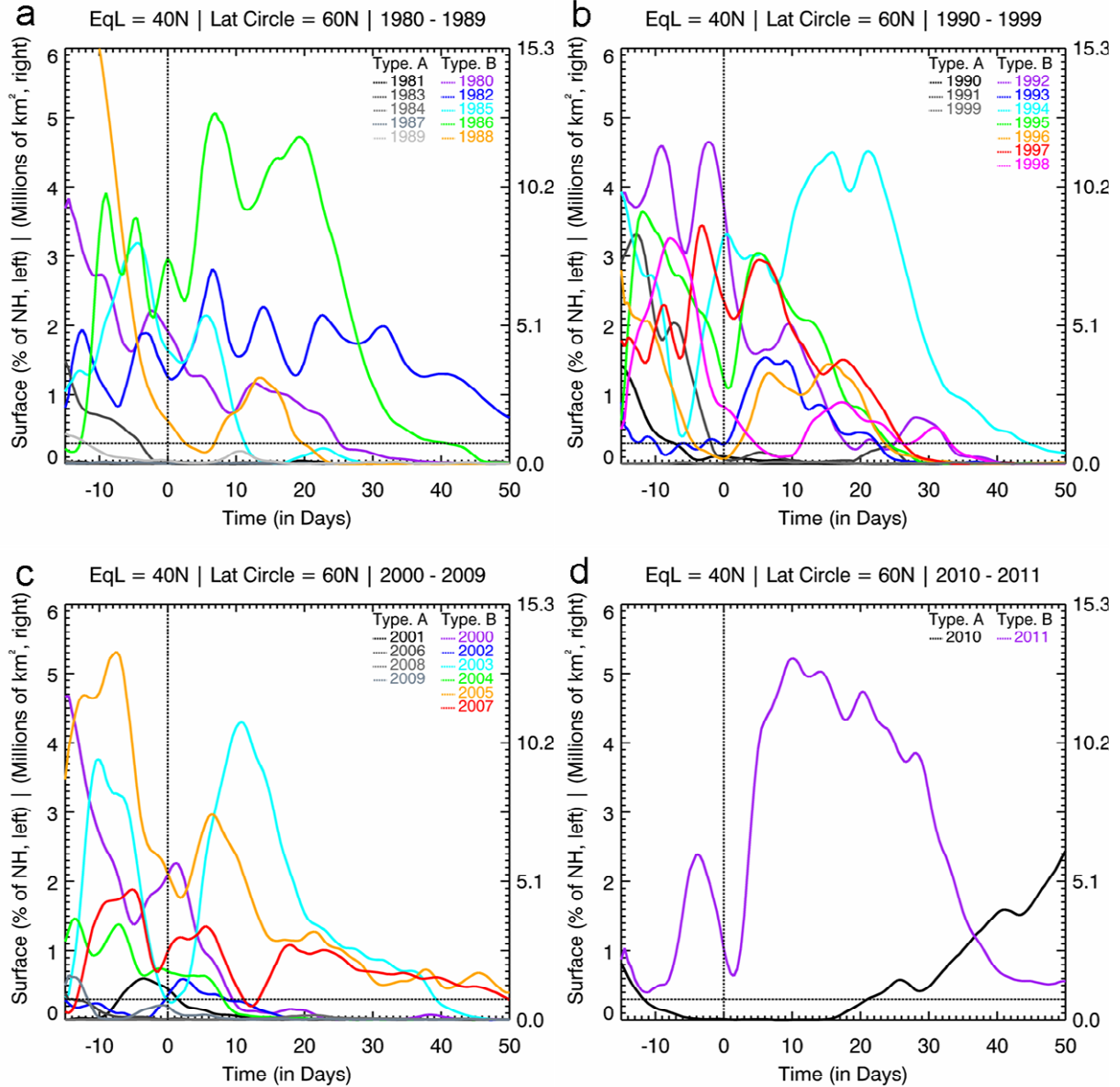


Figure 5.1. Évolution de l'aire des intrusions au nord de 60°N et à 850 K entre -15 et 50 jours autour du turnover (jour 0). Les années de type A (B) sont représentées en par un dégradé noir (couleurs). Les graphes a, b, c et d représentent, respectivement, les années 1980, 1990, 2000 et 2010.

On peut ainsi classer les années en deux catégories. Les années sont dites de type A (courbes noires et grises) lorsque l'aire des intrusions détectées en région polaire est inférieure au seuil de détectabilité $\Delta S_{40^\circ N} = 0.3\%$ NH après le turnover (jour 0). Les années sont dites de type B (courbes colorées) lorsque l'aire des intrusions détectées en région polaire est supérieure au seuil de détectabilité après le turnover. Une importante variabilité décennale est aussi observée ; le cadran des années 1990 montre qu'elles sont largement dominées par le type B tandis que les autres décennies montrent une répartition plus équilibrée des deux catégories. Notons que l'année 2010 a été classée dans la catégorie A où un phénomène de forte augmentation de l'aire des intrusions apparaît. Dans ce cas particulier, la vorticité potentielle augmente fortement pour la latitude équivalente $\Phi_{eq, 40^\circ N}$ après le turnover. Des masses d'air en région arctique associées, à tort, à des intrusions de masses d'air venant des

basses latitudes sont donc progressivement détectées. Ce phénomène correspond en réalité à la détection du mélange global entre les masses d'air des moyennes latitudes et celles de la région polaire après le délitement du vortex polaire comme nous l'avons montré au Chapitre IV. Ce cas de valeurs aberrantes pour la latitude équivalente limite 40°N est le seul recensé sur la période 1980-2011.

Dans la catégorie B, sont retrouvées les années 2003, 2005, 2007 et 2011 où des cas de FrIACs ont été identifiés. De plus, les années 1982 et 1994 classées dans cette même catégorie, sont en bon accord avec les suggestions de cas FrIACs émises par *Manney et al.* [2006]. Ces années particulières de la catégorie B sont marquées par la persistance exceptionnellement longue, au dessus du seuil de détectabilité, des intrusions en région polaire au-delà d'une trentaine de jours. Réciproquement, les années de catégorie A, où les signatures d'intrusions au nord de 60°N sont infimes voir nulles après le turnover, permettent d'exclure la présence d'évènement de type FrIAC. La persistance des intrusions dans la catégorie B étant très variable, il est cependant nécessaire d'affiner l'analyse pour statuer sur la présence de FrIACs.

V.1.1.2 Analyse de la corrélation altitude géopotentielle/intrusion

Pour confirmer les occurrences de FrIACs, les champs d'altitude géopotentielle sont examinés. Dans leur article, *Allen et al* [2011] montrent que durant la phase anticyclonique, les anomalies détectées dans les traceurs (fortes valeurs de N_2O) sont associées à la présence d'un anticyclone cohérent en région polaire (identifié à 850 K), persistant plusieurs mois après l'intrusion, les protégeant ainsi des effets de cisaillement du vent environnant. La figure 5.2 montre la localisation climatologique en latitude, du maximum d'altitude géopotentielle au nord de 50°N par rapport au turnover (jour 0). Avant le turnover, la position moyenne du maximum de l'altitude géopotentielle est située autour 60°N . En effet, les latitudes polaires sont dominées par une cellule cyclonique associée au vortex polaire et donc à des altitudes géopotentielles plus faibles. À la transition du turnover, ce maximum est déplacé vers le nord, indiquant la mise en place du régime d'été pour atteindre, environ 30 jours après le turnover une latitude de 85°N en moyenne. Cela confirme que la recherche d'anomalies anticycloniques associées aux FrIACs doit être effectuée au nord de 60°N .

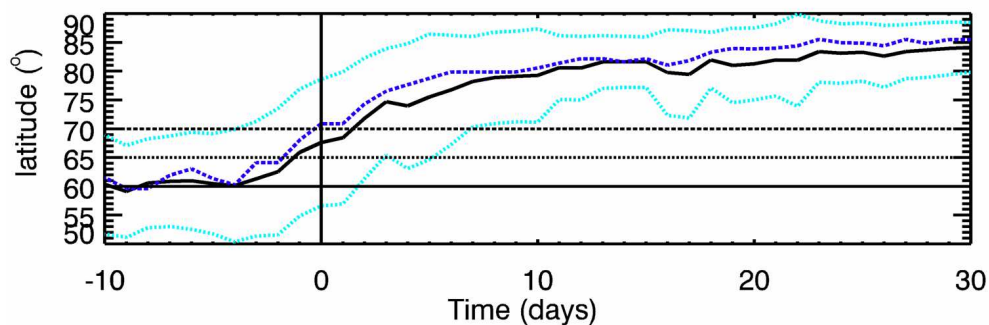


Figure 5.2. Moyenne entre 1980 et 2011 de la latitude du maximum d'altitude géopotentielle (courbe noire continue) au nord de 50°N calculée entre -10 et 30 jours autour du turnover (ligne verticale). Les courbes pointillées bleues (cyan) représentent la médiane (l'écart type).

V.1.1.2.1 Années avec FrIACs

La figure 5.3 montre les cartes de vorticité potentielle à 850 K, telles que la PV est inférieure à la valeur de $PV_{40^\circ N}$ moyenne (contour gris), calculée pour la latitude équivalente limite $\Phi_{eq,40^\circ N}$. Les anomalies de forte/faible altitude géopotentielle sont indiquées par les contours rouges/bleus. Ces cartes illustrent les années de type B, 1982, 1994, 2003, 2005, 2007 et 2011, où des surfaces d'intrusions importantes ont été détectées après le turnover, persistant au moins 30 jours au-dessus du seuil de détectabilité ($\Delta S_{40^\circ N}=0.3\text{ \%NH}$). Chaque carte est tracée peu après le turnover, lorsqu'une importante surface d'intrusion est détectée en région polaire (figure 5.1).

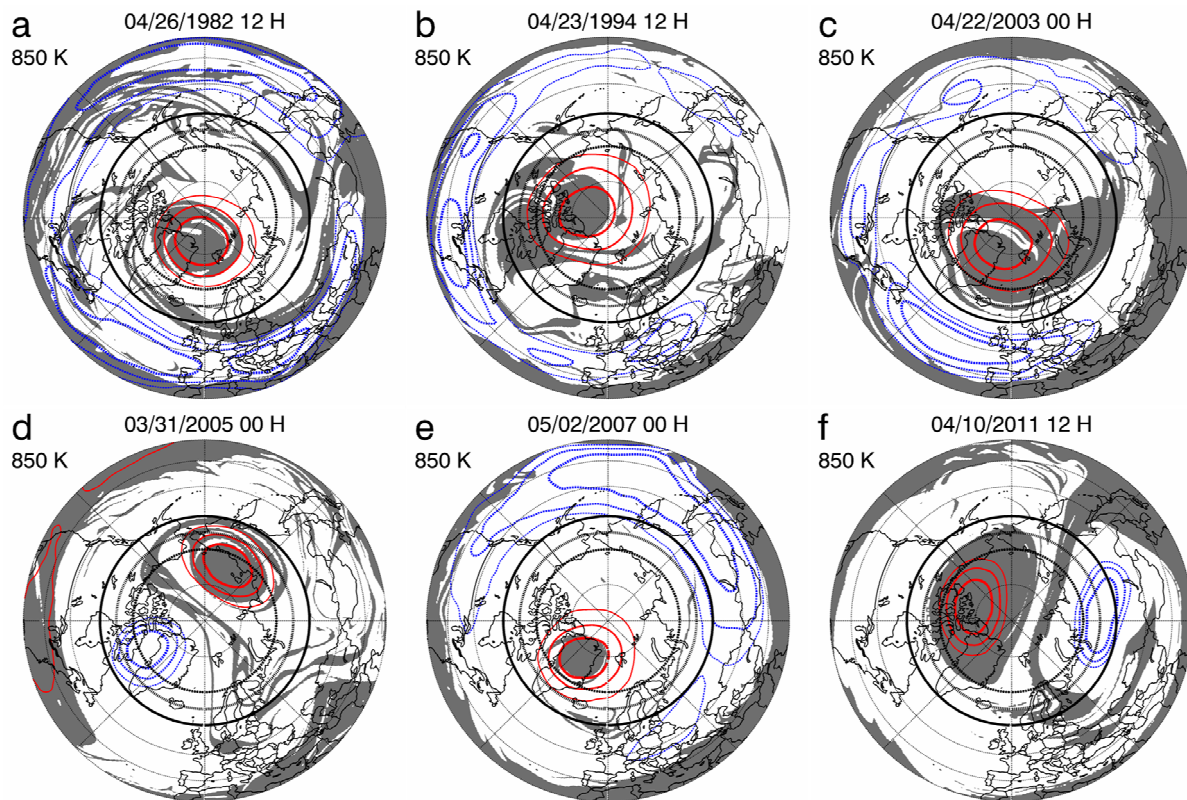


Figure 5.3. Cartes de vorticité potentielle issues des résultats du modèle MIMOSA, telle que la PV est inférieure à la limite $PV_{40^\circ N}$ à 850 K les : (a) 26 avril 1982 à 12 UT, (b) 23 avril 1994 à 12 UT, (c) 22 avril 2003 à 00 UT, (d) 31 mars 2005 à 00 UT, (e) 2 mai 2007 à 00 UT et 10 avril 2011 à 12 UT. Les contours rouges (bleus) représentant les anomalies anticycloniques (cycloniques) sont tracés par pas de 100 m (50 m) depuis le maximum (minimum) d'altitude géopotentielle.

L'ensemble de ces cartes montre bien la présence de FrIACs, matérialisés par une large intrusion de masses d'air dont la vorticité potentielle est typique des basses latitudes. Ces intrusions sont piégées au sein de l'anomalie anticyclonique (contour rouge) en région polaire, confirmant les résultats de *Allen et al.* [2011]. Pour analyser les conditions de mise en place des FrIACs après le turnover, l'évolution temporelle de la distance entre le minimum de PV (cœur de l'intrusion des basses latitudes) et le maximum d'altitude géopotentielle (cœur de l'anomalie anticyclonique), notée L_{GPH-PV} , est calculée au nord de $60^\circ N$ pour ces différentes années.

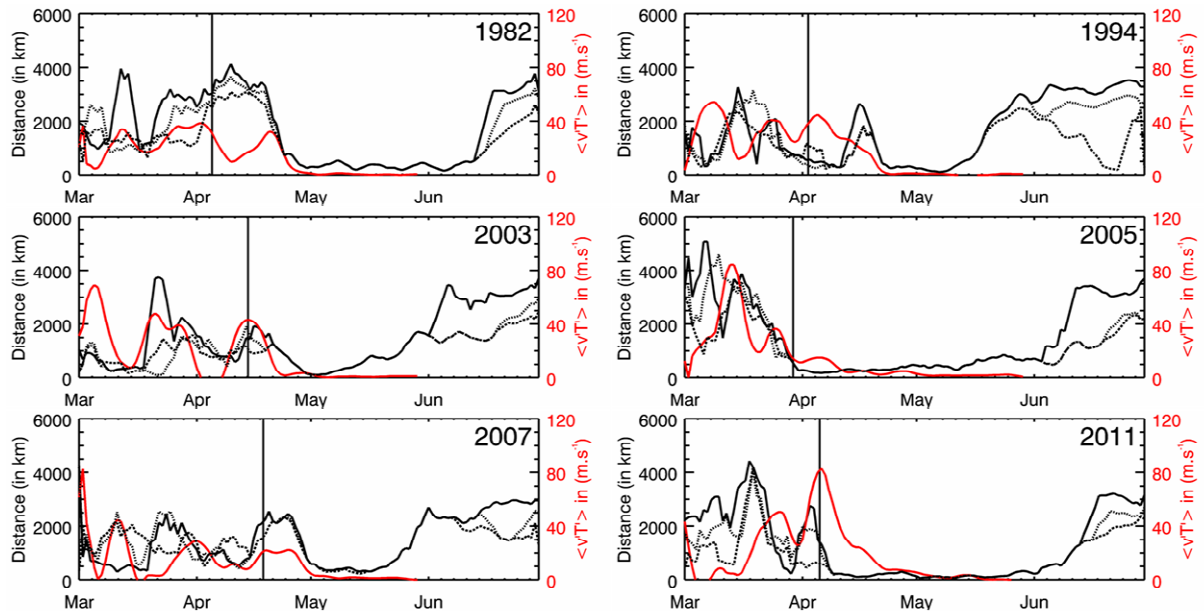


Figure 5.4. Calcul de la distance L_{GPH-PV} séparant le maximum d'altitude géopotentielle et le minimum de PV entre le 1^{er} mars et le 30 juin des années 1982, 1994, 2003, 2005, 2007 et 2011. La distance L_{GPH-PV} est calculée au nord de 60°N, 65°N et 70°N (courbes noires continues, pointillées et tiretées). Les courbes rouges indiquent le flux de chaleur ($\langle v'T' \rangle$) moyenné zonalement puis dans la bande de latitudes [40 ; 70]°N. La ligne verticale indique la date du turnover.

La distance L_{GPH-PV} calculée du 1^{er} mars au 30 juin est montrée figure 5.4. Sur chacun des graphes, les trois distances L_{GPH-PV} , calculées au nord des trois latitudes 60°N, 65°N et 70°N, sont similaires et diminuent considérablement au voisinage du turnover. Elles sont maintenues à une valeur inférieure à 1000 km durant 1 mois (1994, 2003, 2007) jusqu'à 2 mois (1982, 2005, 2011) avant de croître à nouveau. Elles forment ainsi une structure prenant l'aspect d'une « cuvette ». Par ailleurs, au sein de chaque cuvette, les trois courbes (continue, pointillée et tiretée) sont parfaitement corrélées, indiquant que la distance L_{GPH-PV} est la même, quelle que soit la latitude seuil choisie (60°N, 65°N et 70°N) pour faire le calcul. Ce minimum de distance L_{GPH-PV} signifie donc qu'il y a coïncidence entre la position du maximum de la hauteur géopotentielle et celle du minimum de PV en région polaire. Cette caractéristique permet d'expliquer que la structure dynamique de type FrIAC peut perdurer.

Ces graphes permettent, en outre, de déterminer la date d'établissement du FrIAC en région polaire, qui correspond à la date de mise en phase du maximum d'altitude géopotentielle et du minimum de PV (i.e. date à laquelle on peut identifier la cuvette). En 2005 et 2011, la mise en place du FrIAC en région polaire a lieu, exactement au moment du turnover (ligne verticale). En revanche, en 1982, 2003 et 2007, le FrIAC s'établit entre 10 et 30 jours après le turnover. En 1994, deux cuvettes successives apparaissent. La première, identifiée quelques jours avant le turnover, se dissipe 10 jours après, tandis que la seconde apparaît fin avril. La carte de la figure 5.3b illustre très bien cette situation. Deux lobes de faible valeur de PV sont détectés au nord de 60°N, l'un au-dessus du Canada et l'autre au dessus de l'océan arctique. Lors de l'intrusion du premier lobe, la première cuvette est visible jusqu'au moment de la seconde intrusion, qui entraîne l'apparition de la seconde cuvette. Le

premier lobe étant à l'extérieur de l'anomalie anticyclonique, il ne peut perdurer aussi longtemps que le FrIAC (second lobe), piégé dans l'anomalie anticyclonique.

Par ailleurs, l'évolution de la distance L_{GPH-PV} est mise en relation avec l'activité ondulatoire. Les courbes de flux de chaleur moyennés dans la bande de latitude $[40 ; 70]^{\circ}\text{N}$ (figure 5.4) sont superposées sur chacun des graphes. Systématiquement, un pic de flux de chaleur est détecté au moment de l'apparition de la cuvette. Après cela, suite à l'établissement du régime d'été, l'activité ondulatoire s'estompe.

L'analyse des distances L_{GPH-PV} s'avère donc être un bon diagnostic pour détecter la présence de FrIACs, qui se matérialise par l'apparition d'une cuvette dans la série temporelle $L_{GPH-PV}(t)$, après le turnover et qui perdure au moins un mois. Cette analyse permet notamment de confirmer six cas de FrIACs en 1982, 1994, 2003, 2005, 2007 et 2011. Pour ces six cas, un pic de l'activité ondulatoire est détecté avant l'apparition de la cuvette, en bon accord avec les résultats montrés à la fin du chapitre III. Ce diagnostic est donc appliqué aux autres années de type A et B afin de détecter la présence d'autres cas de FrIACs.

V.1.1.2.2 Années de type A

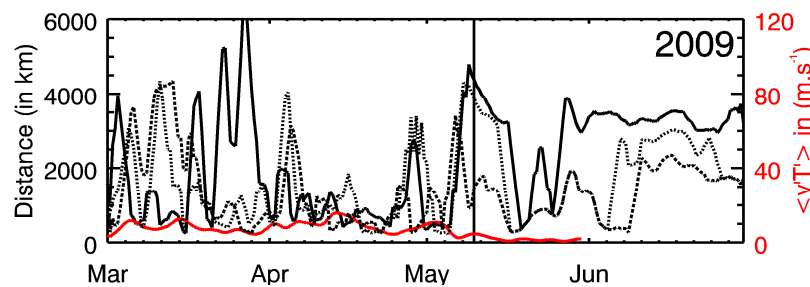


Figure 5.5. Comme pour la figure 5.4 mais en 2009.

La figure 5.5 représente la distance L_{GPH-PV} et le flux de chaleur l'année 2009 qui est une année de type A. Immédiatement, on constate qu'aucune structure en forme de cuvette durable n'est détectée dans le graphe $L_{GPH-PV}(t)$ après le turnover. Les graphes représentant les distances L_{GPH-PV} pour les autres années de type A sont disponibles dans l'annexe C. À nouveau, aucune structure en forme de cuvette n'est détectée. Il n'y a donc aucun FrIAC détecté lors des années de type A : 1981, 1983, 1984, 1987, 1989, 1990, 1991, 1999, 2001, 2006, 2008 et 2010

V.1.1.2.3 Les années de type B

Le reste des années de type B est examiné dans cette section. Deux cas particuliers, en 1986 et 2002 sont détaillés. Une attention est aussi portée sur les années 1990, où un important nombre d'années de type B a été détecté (figure 5.1c).

V.1.1.2.3.1 1986

L'année 1986 (type B) présente des conditions particulières car comme l'indique la figure 5.1a, l'aire des intrusions après le turnover atteint jusqu'à 5 %NH et persiste, au-dessus du seuil de détectabilité, pendant au moins 35 jours. Ces résultats sont, à première vue, en faveur d'un événement de type FrIAC.

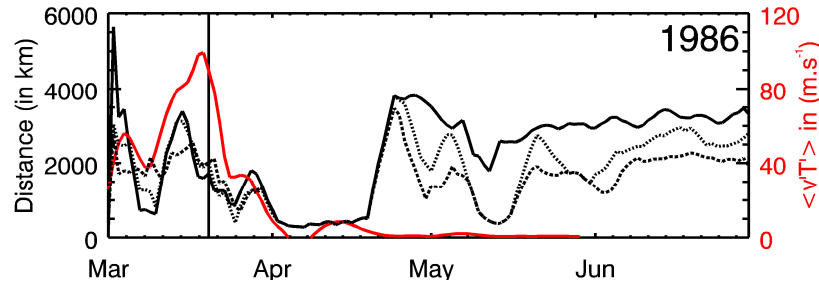


Figure 5.6. Comme pour la figure 5.4 mais en 1986.

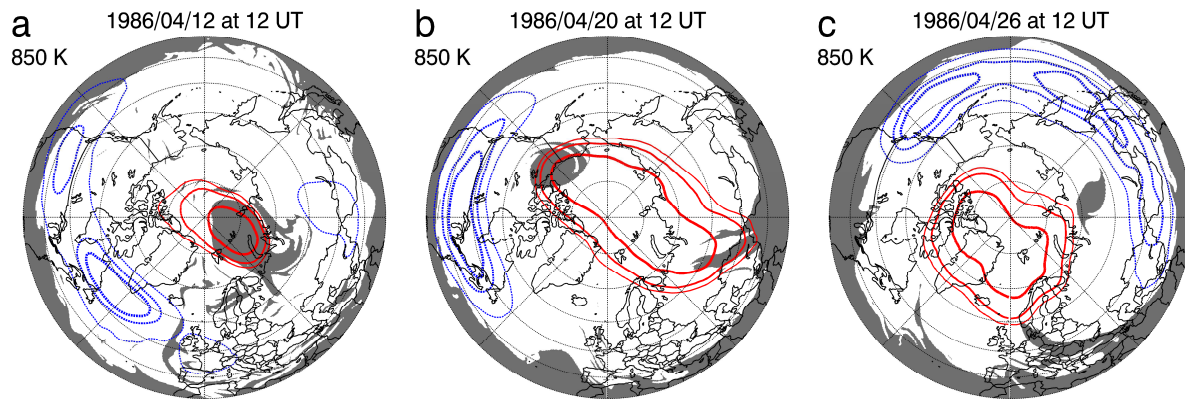


Figure 5.7. Cartes de vorticité potentielle à 850 K issues des résultats du modèle MIMOSA, telle que la PV est inférieure à la référence $PV_{40^\circ N}$ calculée pour la latitude équivalente de limite $\Phi_{eq,40^\circ N}$ les : (a) 12 avril 1986 à 12 UT, (b) 20 avril 1986 à 12 UT et (c) 26 avril 1986 à 12 UT. Les contours d'anomalie d'altitudes géopotentielle sont affichés comme pour la figure 5.3.

Le diagnostic utilisant la distance L_{GPH-PV} (figure 5.6) est couplé aux cartes de vorticité potentielle (figure 5.7) afin de suivre l'évolution des intrusions en 1986 après le turnover. Vers le début du mois d'avril (figure 5.6) la cuvette commence à être identifiable suite à un pic de flux de chaleur très intense atteignant une valeur de $110 \text{ K}\cdot\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ au moment du turnover. Le 12 avril, lorsque la distance L_{GPH-PV} est minimale, l'intrusion de faible PV est localisée au cœur de l'anomalie anticyclonique (figure 5.7a). Peu après, un nouveau pic du flux de chaleur est détecté (figure 5.6). Le 20 avril 1986, un déferlement d'onde (figure 5.7b) est observé au-dessus de l'Asie tandis que l'intrusion précédemment identifiée est localisée au-dessus de l'Amérique du nord. L'anomalie anticyclonique est alors déformée par ce déferlement d'onde. L'intrusion initiale se trouve alors déphasée de l'anomalie anticyclonique la protégeant des effets de cisaillement de vent. Le 26 avril, alors que la structure en cuvette a disparu (figure 5.6), la carte (figure 5.7c) indique que les anomalies de PV et de hauteur géopotentielle ne coïncident plus ; l'anomalie de PV située au dessus de l'Asie commence à s'étirer dû aux effets de cisaillement répertoriés par *Allen et al* [2011]. Finalement, l'intrusion

est complètement étirée et s'estompe très rapidement. Ce cas ne sera donc pas considéré comme un FrIAC par la suite.

V.1.1.2.3.2 2002

Après le turnover en 2002 (figure 5.1c) des intrusions d'aire relativement faible (inférieure à 1 %NH) et persistant moins de 10 jours sont détectées. Ces résultats, par comparaison avec les cas de FrIACs détectés, ne semblent pas indiquer la présence d'un « vrai » FrIAC.

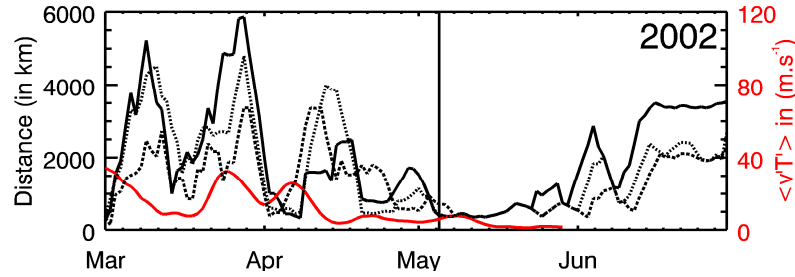


Figure 5.8. Comme pour la figure 5.4 mais en 2002.

En revanche, le diagnostic sur la distance $L_{GPH-PV}(t)$ permet d'identifier une cuvette persistant du début à la fin du mois de mai (figure 5.8). Afin d'examiner ce cas plus en détail, l'évolution des intrusions après le turnover a été tracée sur la figure 5.9. Cependant, la latitude équivalente limite utilisée jusqu'alors ($\Phi_{eq,40^\circ N}$) ne permet pas de visualiser ces intrusions suffisamment longtemps pour ce cas en particulier de 2002. Pour cette raison, la latitude équivalente limite pour définir le PV_{lim} a été prise égale à $45^\circ N$.

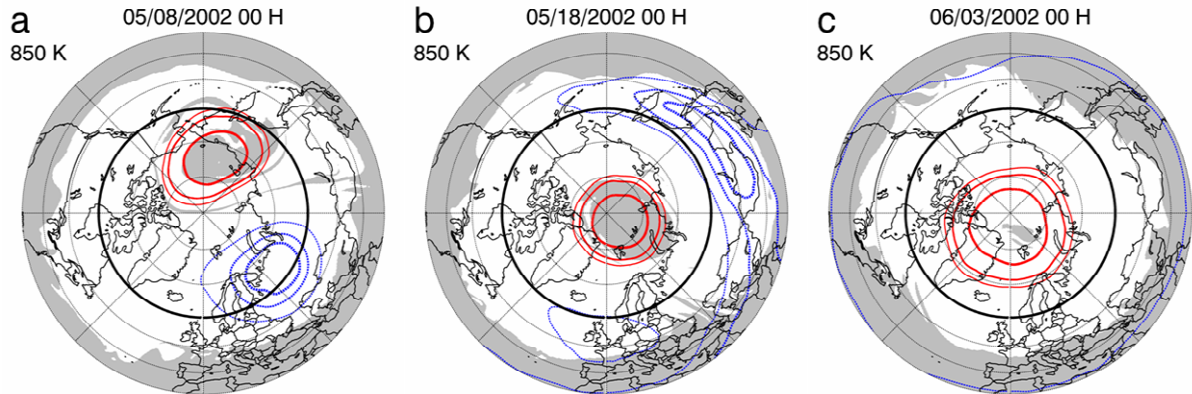


Figure 5.9. Cartes de vorticité potentielle à 850 K issues des résultats du modèle MIMOSA, telle que la PV est inférieure à la limite $PV_{45^\circ N}$ calculée pour la latitude équivalente de limite $\Phi_{eq,45^\circ N}$ les : (a) 8 mai 2002 à 00 UT, (b) 18 mai 2002 à 00 UT et (c) 3 juin 2002 à 00 UT. Les contours sont colorés en gris clair (au lieu de gris foncé pour les figures 5.3 et 5.7 où $\Phi_{eq,40^\circ N}$).

Le 08 mai 2002 (figure 5.9a), après une identification non ambiguë de la cuvette, une intrusion est présente en région polaire et est bien corrélée avec le maximum d'altitude géopotentielle. Le 18 mai, cette structure persiste (figure 5.9b) pour finalement disparaître au début du mois de juin (figure 5.9c) par l'action des phénomènes diabatiques sur la PV. La signature de l'intrusion dans les champs de PV reste donc corrélée (jusqu'à sa disparition)

avec l'anomalie d'altitude géopotentielle. Par conséquent, cet évènement de 2002 sera par la suite considéré comme un cas limite de FrIAC, puisque bien qu'une intrusion des basses latitudes ait lieu après le turnover et persiste jusqu'à sa disparition dans la PV au sein d'une anomalie anticyclonique, sa région originelle aux moyennes latitudes est située beaucoup plus au nord que pour les cas de 1982, 1994, 2003, 2005, 2007 et 2011.

V.1.1.2.3.3 Les années 1990

Les diagnostics sur les distances $L_{GPH-PV}(t)$ pour les autres années de type B, en particulier l'important nombre durant les années 1990 sont montrés dans l'annexe C. Parmi ces cas, aucun ne présente de cuvette permettant d'identifier des FrIACs de manière évidente. Bien que certaines cuvettes, aux alentours des turnover, soient indétectables (années 1992, 1995 et 1997), elles sont de courte durée et se disparaissent lors d'un second pic du flux de chaleur comme pour le cas de 1986. Par conséquent aucun FrIAC supplémentaire n'a été recensé.

V.1.1.3 Bilan de la fréquence des FrIACs entre 1980 et 2011

La fréquence des FrIACs, sur l'ensemble des années 1980 à 2011, est résumée dans le tableau 5.1. Au cours des années 1980 à 2011, six cas de FrIAC ont pu être identifiés sans ambiguïté en 1982, 1994, 2003, 2005, 2007 et 2011. Dans chaque cas, ils sont associés à un pic de l'activité ondulatoire au moment du turnover, ou quelques jours après. Nous avons pu montrer que l'activité ondulatoire joue aussi un rôle dans la persistance des intrusions de basse latitude en région polaire puisque, comme le montrent les cas des années 1986, 1992, 1995 et 1997, le maintien de l'activité ondulatoire après l'intrusion peut conduire à leur affaiblissement puis à leur dissipation. Un septième évènement, bien que plus discutable, a aussi été identifié au cours du printemps 2002.

Années	Type A	Type B
Avec FrIAC	-	1982, 1994, 2002, 2003, 2005, 2007 et 2011
Sans FrIAC	1981, 1983, 1984, 1987, 1989, 1990, 1991, 1999, 2001, 2006, 2008, 2009 et 2010	1980, 1985, 1986, 1988, 1992, 1993, 1995, 1996, 1997, 1998, 2000 et 2004

Tableau 5.1. Fréquence des FrIACs en fonction du type d'année (A ou B).

Finalement, ces résultats montrent que le nombre de FrIACs a augmenté au cours de ces 32 dernières années, en particulier entre 2002 et 2011, où cinq évènements ont été recensés. Ces résultats sont en bon accord avec les suggestions de *Manney et al.* [2006].

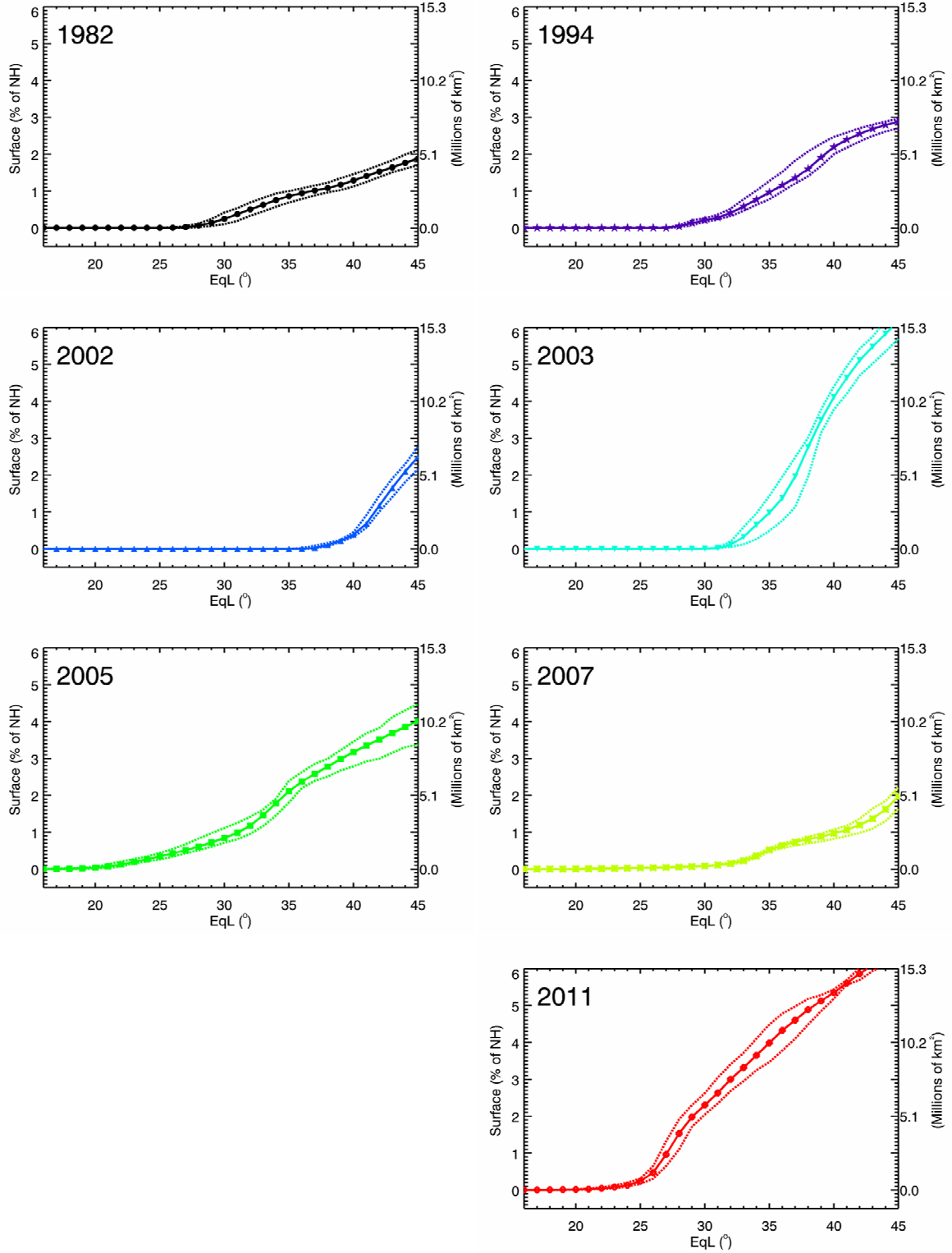


Figure 5.10. Aire des intrusions associées aux FrIACs (en %NH) calculées les 26 avril 1982, 23 avril 1994, 7 mai 2002, 22 avril 2003, 31 mars 2005, 2 mai 2007 et 10 avril 2011, au nord, respectivement, des cercles de latitude $\Phi_{circle}=70, 70, 60, 60, 60, 65$ et 60°N . Les aires ont été calculées en fonction des latitudes équivalente de référence $\Phi_{eq,lim}$ comprises entre 15 et 45°N . Les courbes pointillées indiquent l'intervalle de sensibilité.

V.1.2 Caractérisation intrinsèque des FrIACs

Les surfaces et les origines en latitude des intrusions tropicales/subtropicales associées aux FrIACs recensés dans la section précédente, sont estimées à partir de l'algorithme de détection des intrusions en région polaire. Pour cela, les paramètres propres à l'algorithme, $\Phi_{eq,lim}$ et Φ_{circle} doivent être ajustés.

V.1.2.1 Aire des intrusions associées FrIACs

Une estimation plus précise de l'aire des intrusions des latitudes tropicales/subtropicales associées aux FrIACs est effectuée en ajustant le paramètre Φ_{circle} de manière à exclure un maximum de filaments d'intrusions se situant en dehors du FrIAC. Les valeurs de Φ_{circle} sont alors redéfinies, (figure 5.3 et 5.9), à 70, 70, 60, 60, 60, 65 et 60°N pour les années 1982, 1994, 2002, 2003, 2005, 2007, et 2011, respectivement. En particulier, l'évènement de 1994 (figure 5.3b) montre deux lobes situés au-dessus de l'Amérique du nord. Comme nous l'avons vu précédemment, seul le lobe le plus au nord correspond au FrIAC. La valeur limite $\Phi_{circle}=70^\circ\text{N}$ a donc été choisie afin d'exclure le lobe le plus au sud. Les dates choisies pour le calcul des surfaces coïncident avec les dates où la structure en forme de cuvette commence à être identifiable (figure 5.4 et 5.8).

Les résultats obtenus (figure 5.10) montrent que l'évènement de 2011 (rouge) est le plus étendu jamais enregistré avec une surface, enfermant des masses d'aires telles que la latitude équivalente limite vaut 45°N, atteint 6.6% NH, soit environ 16 millions de km². Le cas de 2003, très étendu également, atteint une surface de 6.1 % NH. Les aires en 1982, et 2007 sont les plus faibles, valant moins de 2% NH et les aires en 1994, 2002 et 2005 sont comprises dans l'intervalle [2 ; 4] % NH. Ces résultats illustrent bien la grande variabilité de l'étendue horizontale des FrIACs, l'évènement de 2011 étant plus de trois fois plus grand que celui de 2007.

La figure 5.10 montre aussi que la distribution de l'aire des masses d'air à l'intérieur des FrIACs varie fortement en fonction du cas et de la latitude équivalente considérée. Par exemple, en 2002, les masses d'air proviennent exclusivement des moyennes latitudes (supérieure à 36°N en latitude équivalente) tandis qu'en 2011 et 2005, l'origine tropicale/sub-tropicale (inférieure à 30°N en latitude équivalente) est flagrante. Dans la section suivante, les fonctions de densité de probabilité ou PDFs (*Probability Density Functions*) sont calculées pour analyser en détail l'origine en latitude des masses d'air contenues dans les FrIACs.

V.1.2.2 Origine des masses d'air au sein des FrIACs

Les fonctions de densité de probabilité sont basées sur l'aire totale de chaque FrIAC calculée pour $\Phi_{eq,45^\circ\text{N}}$. Les aires sont réparties selon des intervalles de 2° de latitude équivalente compris entre 15°N et 45°N. Elles sont ensuite divisée par l'aire totale du FrIAC et exprimée en pourcentages (figure 5.11). Une telle représentation permet d'estimer l'origine en latitude des masses d'air piégées à l'intérieur du FrIAC.

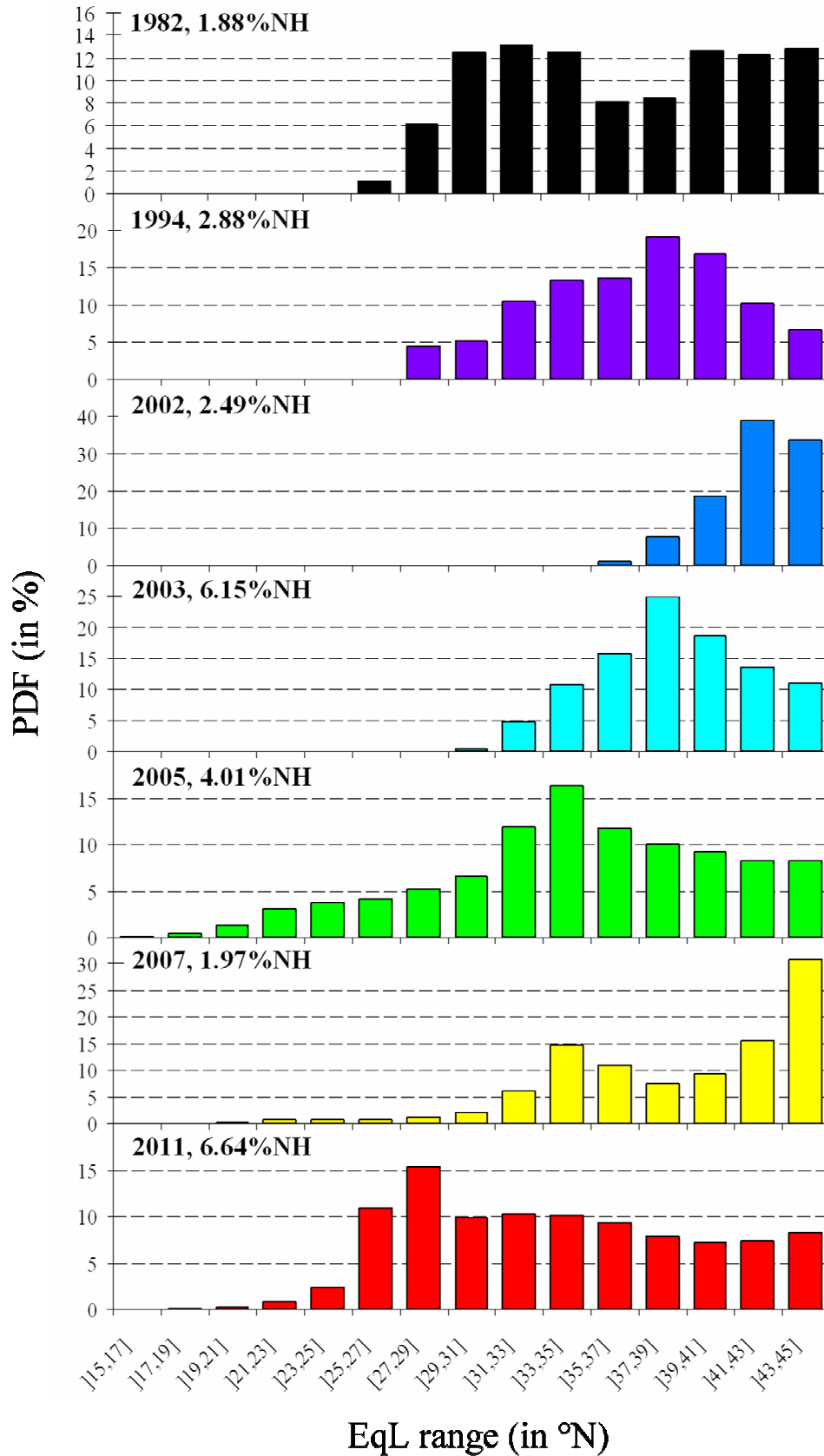


Figure 5.11. Fonction de densité de probabilité (en %) de l'air contenu dans les FrIACs en fonction de leur origine en latitude équivalente. L'aire totale, affichée en %NH pour chaque histogramme est l'aire des intrusions associées au FrIAC calculée pour la latitude équivalente de limite $\Phi_{eq,45^\circ N}$.

Les distributions (figure 5.11) montrent qu'en 2002, les masses d'air proviennent des latitudes équivalentes supérieures à 35°N, avec un maximum dans l'intervalle]41 ; 43]°N. En 2003, les masses d'air ont une latitude équivalente supérieure à 29°N, le FrIAC est donc originaire des moyennes latitudes, avec un maximum dans la gamme de latitudes équivalentes]37 ; 39]°N. En comparaison avec les autres événements, ceux de 2002 et 2003 sont les moins intenses. En 1982 et 1994, les FrIACs ont une signature commençant à 25°N et 27°N, respectivement, typique des régions tropicales/subtropicales. Cependant leur distribution montre des formes bien distinctes, bimodale en 1982 et monomodale en 1994. En 1982, les deux modes sont concentrés dans les gammes de latitudes]29 ; 35]°N et]39 ; 45]°N en 1982. En 1994, le maximum est centré dans la gamme de latitudes]37 ; 39]. Le FrIACs de 2005 présente un maximum dans la gamme de latitudes]33 ; 35]°N et celui de 2007 présente, comme en 1982, une distribution bimodale avec un premier maximum dans la gamme de latitudes]33 ; 35] et un second dans la gamme]43 ; 45]°N. Par ailleurs, le cas de 2005 montre une signature tropicale prononcée à partir de la gamme]17 ; 19]°N. Celui de 2007, bien qu'essentiellement originaire des moyennes latitudes, présente aussi des masses d'air d'origine tropicales/subtropicales. L'histogramme de 2011 montre une distribution similaire à celle 2005 sauf que le maximum est déplacé vers l'équateur dans l'intervalle]27 ; 29]°N.

Les proportions d'air tropical/subtropical (proportions dans la gamme de latitudes]15 ; 31]°N) sont affichées dans le tableau 5.2. Il apparaît que le FrIAC de 2011 est un cas exceptionnel, comportant environ 40% d'air d'origine tropicale/subtropicale. Les FrIACs de 2005 et 1982 affichent aussi une proportion significative d'air tropical d'environ 24 et 20 % respectivement. Enfin les cas de 1994 et 2007 présentent aussi de l'air tropical en plus faible proportion (<10%). Les cas de 2002 et 2003, montrent des intrusions moins intenses qui ne contiennent pas d'air tropical. Par ailleurs, les trois derniers cas (2005, 2007 et 2011) ont des origines en latitude très déplacées vers l'équateur.

Année	1982	1994	2002	2003	2005	2007	2011
Proportion d'air tropical/subtropical (en %)	19.7	9.8	0.0	0.33	24.46	5.4	39.7
Gamme de latitude minimum (en °N)]25;27]]27;29]]35;37]]29;31]]15;17]]19;21]]17;19]

Tableau 5.2. Proportion en taille, en fonction du FrIAC considéré, de l'air originaire de la bande de latitudes équivalentes]15 ; 31]°N et gamme de latitude minimum détectée.

Cette analyse détaillée de la taille des intrusions associées aux FrIACs et de leur région d'origine (exprimée en latitude équivalente) indique que, d'une part, ces deux caractéristiques sont très variable d'un cas à l'autre et d'autre part, qu'elles ne sont pas forcément corrélées. En d'autre terme, un FrIAC comportant des intrusions de taille importante n'est pas forcément associé à des masses d'aires d'origine tropicale plus prononcée (comme par exemple en 2003). Le cas de 2011, exceptionnel, a été caractérisé par la taille la plus grande détectée, et la proportion d'air tropical la plus importante.

V.2 Influence de l'activité ondulatoire

Jusqu'alors, sept cas de FrIACs présentant des caractéristiques (taille et origine des intrusions) très variables ont été identifiés. Nous avons aussi montré que leurs occurrences sont étroitement liées à l'activité ondulatoire au moment du turnover. En particulier un ultime pic de flux de chaleur est détecté avant chaque intrusion de FrIAC. Nous proposons dans cette partie d'étudier plus en détail l'influence de l'activité ondulatoire afin de mieux comprendre la variabilité temporelle de la fréquence des FrIACs, mais aussi la variabilité de leurs caractéristiques propres identifiées dans la partie précédente.

V.2.1 Caractéristiques intrinsèques des FrIACs

V.2.1.1 Origine des masses d'air

Pour examiner le lien entre l'origine des masses d'air piégées dans les FrIACs et l'activité ondulatoire, l'évolution des flux de chaleurs à 30 hPa en fonction de la latitude est examinée (figure 5.12). Pour cette figure, le jour central (jour 0) correspond aux dates auxquelles les FrIACs se forment en région polaire, associées à l'établissement de la structure en forme de cuvette (figures 5.4 et 5.8). Notons que cette référence, utile pour étudier chaque FrIAC séparément, diffère de la date du turnover, plus utile pour définir la transition saisonnière.

Comme attendu, une bande de flux de chaleur couvrant une large gamme de latitudes est détectée durant les jours qui précèdent le développement du FrIAC (avant le jour 0) en région polaire. Le cas de 2011, contenant une forte proportion en masses d'air d'origine tropicale/subtropicale (tableau 5.2), montre le maximum de flux de chaleur le plus fort au jour -5, atteignant une valeur supérieure à $100 \text{ K}\cdot\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ à 70°N (figure 5.12). Pour les cas de 1982 et 2005, indiquant une proportion d'air tropical/subtropical à hauteur d'environ 20%, les pics de flux de chaleur (supérieur à $40 \text{ K}\cdot\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) détectés au jour -7 atteignent des latitudes de 55°N et 50°N , respectivement. En 1994, où la proportion d'air tropical/subtropical est d'environ 10%, le maximum de flux de chaleur est situé à une latitude proche de 60°N . Pour l'évènement de 2007, qui présente des signatures tropicales fortement déplacées vers le sud (jusqu'à $[19 ; 21]^\circ\text{N}$) mais en faible proportion (5%), le maximum de flux de chaleur est relativement faible (inférieur à $30 \text{ K}\cdot\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) mais atteint une latitude de 45°N le jour -9. Les cas de 2002 et 2003, qui présentent des masses d'air venant des moyennes latitudes (figure 5.10) affichent des flux de chaleur dont le maximum est situé autour de 75°N et 65°N , respectivement. En revanche pour 2003, le flux de chaleur est plus intense qu'en 2002 (jusqu'à $70 \text{ K}\cdot\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ en 2003 contre $30 \text{ K}\cdot\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ en 2002).

Cette association entre l'origine des masses d'air dans les FrIACs et l'évolution du flux de chaleur suggère que l'origine des masses d'air dans les FrIACs dépend de la combinaison de l'intensité du flux de chaleur et de sa position au moment de l'intrusion. En d'autres termes, plus le flux de chaleur est intense et déplacé vers l'équateur, plus l'origine

tropicale sera prononcée et plus la masse d'air correspondante sera abondante au sein des FrIACs.

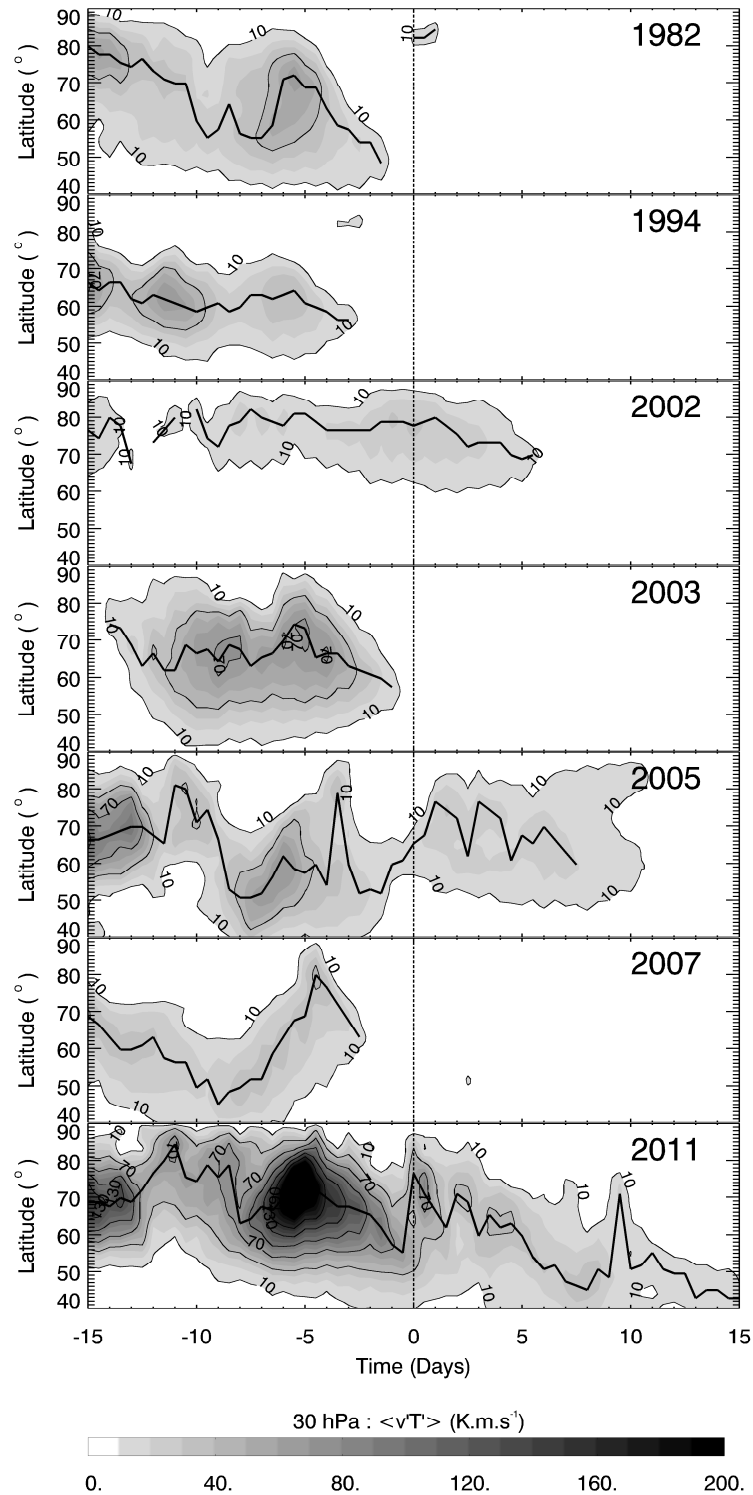


Figure 5.12. Évolution du flux de chaleur $\langle v'T' \rangle$ à 30 hPa en fonction du temps et de la latitude pour les années où les FrIACs ont été détectés. Le jour 0 correspond à la date où les cuvettes sont identifiables (figures 5.4 et 5.8). La courbe noire indique la latitude du maximum de flux de chaleur.

V.2.1.2 Surface des intrusions associées aux FrIACs

Comme nous l'avons mentionné précédemment, il ne semble pas qu'une corrélation existe entre l'origine des masses d'air piégées à l'intérieur des FrIACs et leur surface. Les différentes analyses effectuées précédemment révèlent que la surface des intrusions conduisant à la formation de FrIACs semble, d'après la figure 3.14 (cf Chapitre III), du même ordre de grandeur que la taille de la rémanence aidant à la formation de la cellule dipolaire. Ce résultat, déduit de façon qualitative, est aussi visualisé sur les cartes illustrant les anomalies d'altitude géopotentielle lors des FrIACs de 2005 (figure 5.3d), 2011 (figure 5.3f) et 2002 (5.9a). Sur ces trois cartes, la surface de l'anomalie cyclonique (contour bleu), associée à la rémanence formant la cellule dipolaire, est très proche de la surface de l'anomalie anticyclonique (contour rouge) associée au FrIAC. Par ailleurs, cette interprétation est en bon accord avec les résultats publiés par *Harvey et al.* [2002] qui ont montrés, que plus le vortex polaire présente une aire importante, plus l'aire des anticyclones associés l'est également. Néanmoins, cette interprétation purement qualitative requerrait un diagnostique quantitatif adapté pour être confirmée.

Une interrogation demeure concernant la fréquence interannuelle des FrIACs. Précédemment, les années ont été classées en deux catégories, de type A ou B. La première (la seconde) indique l'absence (la présence) d'intrusions d'air des basses latitudes en région polaire après le turnover. Il a notamment été montré que les années où les FrIACs ont lieu font toutes parties de la catégorie B et pour la plupart correspondent à celles où les intrusions persistent le plus longtemps en région polaire. Dans la section suivante, nous proposons d'examiner les conditions dynamiques (vent zonal et activité ondulatoire) aux cours des hivers des années 2000 à 2011 afin de déceler si elles sont susceptibles d'avoir un impact sur les événements d'intrusions au printemps et en particulier sur les FrIACs.

V.2.2 Le rôle des réchauffements stratosphériques majeurs

Les réchauffements stratosphériques majeurs sont définis par le *WMO* [2007] lorsque le régime d'ouest de vent zonal (en moyenne zonale) à 60°N et 10 hPa, s'inverse vers un régime d'est. Les évolutions du vent zonal moyen à 60°N et 10 hPa (30 hPa) du 1^{er} janvier au 31 mai des années 2000 à 2011 sont illustrées sur la figure 5.13 par les courbes continues (pointillées), respectivement. Cette période a été choisie car elle présente un nombre important à la fois d'années de catégories A mais aussi de FrIACs.

V.2.2.1 Études des années 2000 à 2011

Trois réchauffements majeurs particulièrement intenses apparaissent en 2001 (jours 45 à 55), 2006 (jours 20 à 37) et 2009 (jours 23 à 50). Ils sont caractérisés par un renversement temporaire de la circulation moyenne à 30 hPa. Ils sont suivis par un retour à une circulation d'ouest plutôt lente (inférieure à 30 m·s⁻¹), ce qui indique un vortex polaire faible et très peu

perturbé. Durant les hivers 2001/2002 et 2003/2004, des réchauffements soudains ont lieu tôt durant l'hiver ; avant le jour 0 et entre les jours 4 et 14, respectivement. L'année 2008 montre une très forte circulation d'ouest affaiblie lors d'un réchauffement tardif (jour 52 à 60), empêchant la reformation du vortex polaire. Enfin en 2010, la circulation d'ouest enregistrée à $50 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ au début du mois de janvier, subit un ralentissement très abrupt (jour 20) puis reste très faible jusqu'à la fin de l'hiver. Les printemps de chacune de ces années (2001, 2002, 2004, 2006, 2008, 2009 et 2010) sont caractérisés par une transition lente vers le régime d'été et un turnover tardif qui intervient au début du mois de mai (après le jour 120).

À l'inverse, les hivers 2000, 2003, 2005 et 2007 montrent des caractéristiques communes ; un vortex fort et assez perturbé, et la vitesse du vent zonal moyen qui décroît progressivement jusqu'au moment d'un turnover abrupt qui a lieu avant mi-avril (avant le jour 110). Lors de ces années, le régime d'ouest hivernal est perturbé mais ne disparaît jamais complètement en comparaison avec les années où de forts réchauffements ont lieu et conduisent à la reformation d'un vortex très faible. Par exemple, le vent zonal en 2003 montre de nombreuses oscillations à partir du jour 20 suggérant des déplacements importants du vortex sans pour autant qu'il ne disparaisse. Ce type de comportement apparaît aussi en 2005 et 2007. En 2011, le vortex polaire très fort et se déplace peu au cours de l'hiver jusqu'au jour 94 où la circulation se renverse brutalement. Cette figure illustre à nouveau l'hiver exceptionnel en comparaison avec les hivers 2000 à 2010.

L'activité ondulatoire est examinée aux moyennes latitudes en utilisant la quantité $\langle v'T' \rangle$ calculée à 30 hPa et moyennée dans la bande de latitude $[40 ; 70]^\circ\text{N}$. Avant et durant les réchauffements majeurs de 2001, 2006 et 2009, l'activité ondulatoire est très intense : de larges bandes de flux de chaleur, détectées entre les jours 18 à 50 (2001), 0 à 30 (2006) et 10 à 40 (2009) atteignent des maxima de 100, 80 et $150 \text{ K}\cdot\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$, respectivement. Lorsque le vortex polaire se reforme suite à ces événements, l'activité ondulatoire est fortement atténuée comme le montrent les faibles valeurs de flux de chaleur (inférieures à $25 \text{ K}\cdot\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) après les jours 50, 30 et 40, respectivement. De manière similaire, la figure 5.13 montre qu'en 2008 et 2010, le flux de chaleur décroît progressivement après le réchauffement (jour 55 et 20 respectivement) atteignant une valeur proche de $0 \text{ K}\cdot\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ environ 30 jours avant le turnover. Ces cinq années, qui présentent une très faible activité au moment du turnover correspondent en outre à des années de catégorie A (figure 5.1) où aucune intrusion n'est détectée au moment du turnover.

Les années 2002 et 2004, de catégorie B, indiquent aussi que la propagation des ondes planétaires diminue progressivement alors que le vortex a été considérablement affaibli (figure 5.13) par des réchauffements soudains aux jours 0 et 10, respectivement. En 2004 cependant, un faible pic de flux de chaleur est détecté au moment du turnover conduisant à l'intrusion d'une très faible quantité d'air des basses latitudes qui n'est détectée seulement qu'une dizaine de jours (figure 5.1). En 2002, où comme nous l'avons vu précédemment, un FrIAC a eu lieu, une augmentation du flux de chaleur est détectée en région polaire (latitudes supérieures à 70°N , figure 5.12) conduisant à l'advection d'air venant des moyennes latitudes.

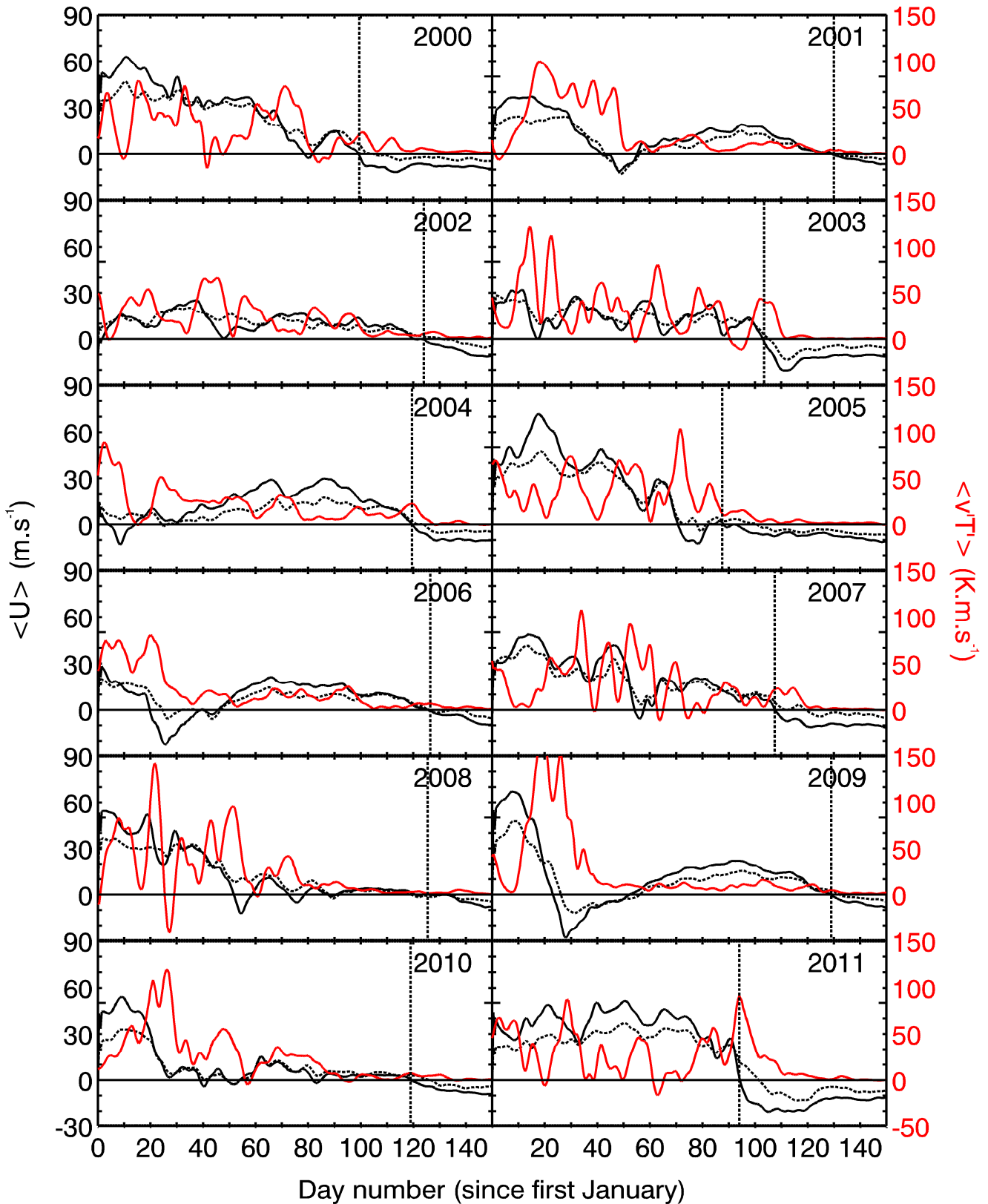


Figure 5.13. Évolution temporelle (en jours à partir du premier janvier) de la moyenne zonale du vent zonal (en m.s^{-1}) à 60°N et 10 hPa (courbe noire continue) et 30 hPa (courbe noire pointillée) et du flux de chaleur $\langle v'T' \rangle$ (courbe rouge) calculé à 30 hPa et moyenné dans la bande de latitudes $[40 ; 70]^\circ\text{N}$ (en K.m.s^{-1}). Les années montrées vont de 2000 à 2011.

Les années 2003, 2005, 2007 et 2011, où des FrIACs ont eu lieu, sont caractérisées par une activité ondulatoire qui se maintient jusqu'au turnover, au moment duquel un pic de flux de chaleur est détecté. Ce pic est associé à la formation du FrIAC en région polaire. Lors des années correspondantes, le vortex n'est pas disloqué par des réchauffements stratosphériques soudains. Enfin, l'année 2000 présente des caractéristiques très proches des années où des FrIACs ont été détectés. D'une part, la moyenne du vent zonal (figure 5.13) décroît progressivement et le flux de chaleur est maintenu tout au long de l'hiver jusqu'au turnover (jour 100) où un est pic est observé. En utilisant une approche similaire à l'étude de l'intrusion de 2007 (cf III.3.3.3), les résultats montrent que, bien qu'une cellule dipolaire se forme au moment du turnover, le pic d'activité ondulatoire ne semble pas assez intense pour permettre à la masse d'air subtropicale d'être advectée en région polaire. Les figures associées sont montrées dans l'annexe D.

V.2.2.2 Étude climatologique et discussion

Durant les années 2000 à 2011, plusieurs réchauffements soudains ont été détectés et reportés dans la littérature : en février 2001 [Jacobi *et al.*, 2003], janvier 2004 [Manney *et al.*, 2005a ; Liu *et al.*, 2009], janvier 2006 [Manney *et al.*, 2009], février 2008 [Coy *et al.*, 2009], janvier 2009 [Manney *et al.*, 2009] et février 2010 [Ayarzagüena *et al.*, 2010]. En particulier, les cas de 2006, 2008 et 2009 ont été étudiés par Orsolini *et al.* [2010], utilisant les analyses GOES-5 et les données de la plateforme satellite ODIN. Ils ont montré que la propagation vers le bas du régime d'est lors des réchauffements soudains conduit à déplacer le ligne de vent nul (*critical line*) vers les plus basses couches stratosphériques. Ce phénomène contribue ainsi à inhiber la propagation des ondes de Rossby dans la stratosphère moyenne [Tomikawa, 2010] et ces ondes jouent un rôle crucial dans le développement des FrIACs. Au regard des hivers 2001, 2006 et 2009 (figure 5.13) mais aussi 1984, 1987, 1989 et 1999 (cf annexe E), les réchauffements stratosphériques ont contribué à inverser la circulation d'ouest jusque dans les basses couches (30 hPa) inhibant ainsi la propagation d'ondes (faible flux de chaleur) après la reformation du vortex. Dans ces cas le turnover a lieu alors que l'activité ondulatoire est très faible conduisant à une absence d'intrusions de masses d'air des basses latitudes en région polaire. En effet, les années précédemment citées sont de type A.

Cette analyse suggère donc que dans les cas de réchauffements soudains particulièrement intenses au cours de l'hiver, les événements de type FrIAC n'ont pas lieu. Par ailleurs, les hivers des années 90 qui ont été marqués par une très faible fréquence de réchauffements soudains [Charlton and Polvani, 2007] montrent en parallèle une grande proportion d'années de type B (70%) comme nous l'avons illustré sur la figure 5.1. Cependant, les FrIACs n'ont pas été plus fréquents pour autant. Pour l'occurrence de FrIACs, la condition d'absence de réchauffement stratosphérique soudain intense est donc nécessaire mais pas suffisante.

V.3 Influence de la circulation en région tropicale sur l'existence d'évènements de type FrIAC

Comme nous l'avons mentionné dans le chapitre I, des études ont montré que l'oscillation quasi-biennale (QBO) pouvait avoir des effets sur les régions extratropicales [Baldwin *et al.*, 2001, Baldwin and Dunkerton, 1998]. Certaines études ont été menées afin d'établir un lien entre la phase de la QBO et son influence sur la stratosphère polaire arctique. En se basant sur une étude statistique durant la période 1962-1977, Holton and Tan [1980, 1982] ont suggéré que lors de la phase d'est de la QBO dans la basse stratosphère, le vortex polaire est plus faible, plus chaud, et plus perturbé. En d'autres termes, que les réchauffements seraient plus fréquents. Dans cette section, la relation éventuelle entre la phase de la QBO et l'occurrence des FrIACs est examinée.

V.3.1 Évolution de la QBO entre 1980 et 2011

L'évolution de la moyenne zonale du vent zonal à 10 hPa, de 1980 à 2009 et dans l'hémisphère nord est représentée figure 5.14. Les régimes de circulation sont très différents en fonction de la gamme de latitudes considérée. La gamme $[0 ; 15]^{\circ}\text{N}$ est dominée par le signal de QBO indiquée par l'oscillation de la direction du vent zonal sur une période d'environ 2 ans (de 24 à 30 mois). On constate aussi qu'à cette altitude (~ 31 km), la phase d'est (en bleue) persiste plus longtemps que la phase d'ouest (en rouge). Aux plus hautes latitudes (supérieures à 45°N) l'oscillation annuelle traduisant l'alternance vortex hivernal/anticyclone estival domine. Cette oscillation présente une variabilité nettement moins prononcée que celle de la QBO. Enfin aux latitudes intermédiaires, le régime de circulation semble provenir de la combinaison de l'influence de la QBO et de l'oscillation annuelle. Néanmoins, une décomposition du signal afin de déceler les harmoniques principales serait nécessaire pour en fournir une description précise. En région polaire, cette représentation (figure 5.14) permet aussi de déceler les réchauffements stratosphériques soudains, traduits par une inversion temporaire de la circulation au cours de l'hiver. En particulier, on distingue des langues de circulation d'est (se propageant jusqu'aux moyennes latitudes) durant les hivers 1980/1981, 1982/1983, 1983/1984, 1986/1987, 1988/1989, 1998/1999, 2000/2001, 2005/2006, 2007/2008 et 2008/2009 correspondant tous à des années de catégorie A (figure 5.1). Réciproquement, ce type de structure n'est que très peu présent au cours des années 90 qui ont été dominées par la catégorie B, et lors desquels, très peu de réchauffements stratosphériques ont été détectés.

Les lignes blanches verticales (figure 5.14) indiquent les dates auxquelles les FrIACs se sont développés en région polaire (analogues aux dates des figures 4.12 et 4.16). Aux latitudes polaires, comme attendu, les FrIACs apparaissent lors de l'inversion du régime des vents. Aux moyennes latitudes, un résidu de la circulation d'ouest d'hiver est encore visible, ce qui correspond à la ceinture d'ouest. Enfin, aux latitudes tropicales, dans la gamme

[0,25]°N, la circulation d'est (en bleu) domine avant l'intrusion sauf pour le cas de 2002 qui montre la période d'inversion de la phase de la QBO d'ouest vers d'est à 10 hPa.

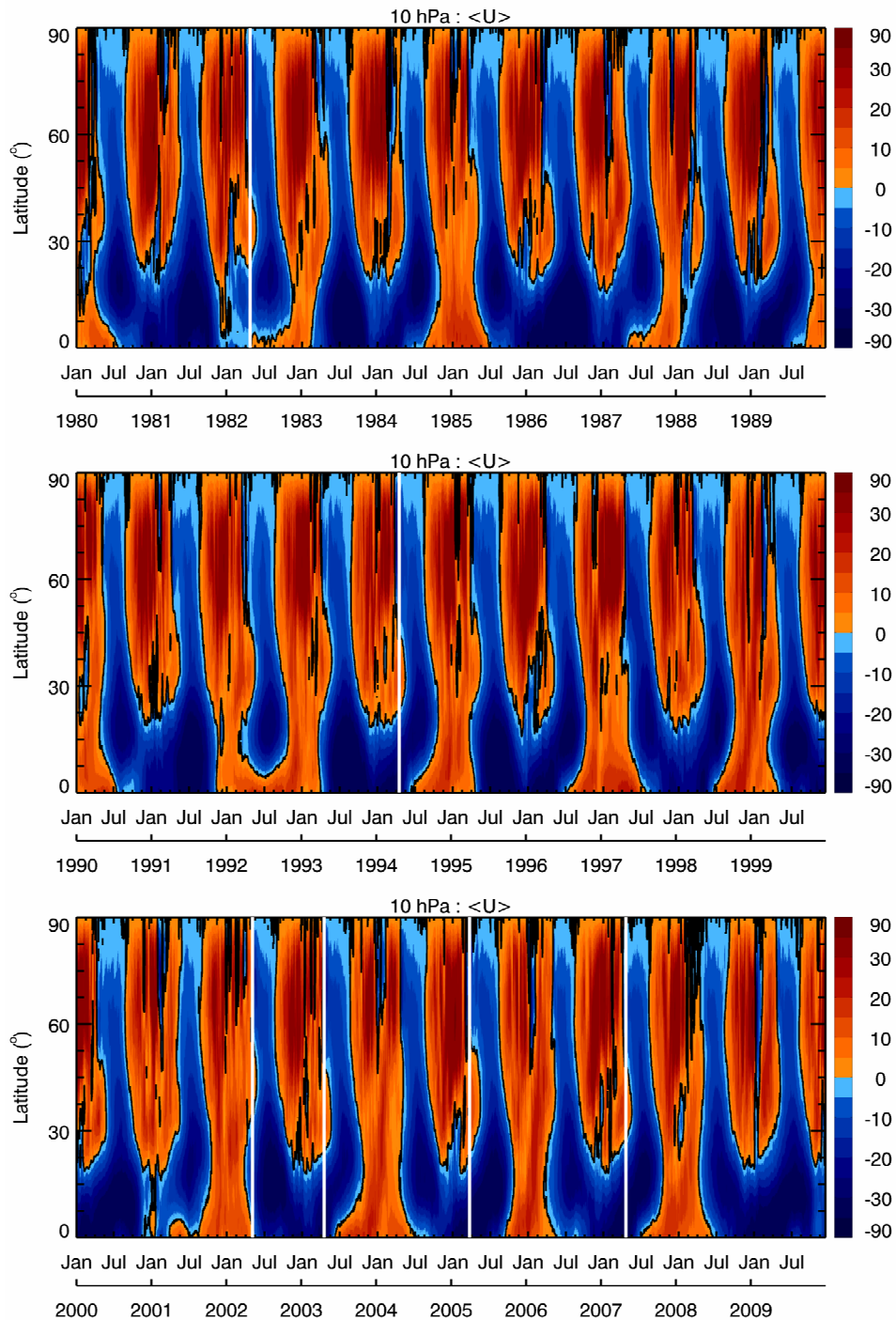


Figure 5.14. Évolution de la moyenne zonale de la vitesse du vent zonal à 10 hPa dans l'hémisphère nord au cours du 1^{er} janvier 1980 au 31 décembre 2009.

Pour confirmer cette observation, la moyenne spatiale (zonale) et temporelle (du jour - 10 à 0 avant le turnover) du vent zonal a été tracée figure 5.15 en fonction de la latitude et de l'altitude pour les années où les FrIACs ont eu lieu. Il apparaît qu'avant les intrusions des FrIACs, la cellule d'est de la QBO s'étendait dans les gammes verticales [70 ; 3], [50 ; 2],

[10 ; 3], [40 ; 4], [30 ; 2], [40 ; 3] et [20 ; 2] hPa pour les années 1982, 1994, 2002, 2003, 2005, 2007 et 2011 respectivement. La gamme verticale d'extension des FrIACs a été observée dans la l'intervalle [30 ; 3] hPa (cf III.3.1.2) et [Manney *et al.*, 2006 ; Lahoz *et al.*, 2007]) ce qui est en bon accord avec l'extension verticale des cellules d'est observées sur la figure 5.15.

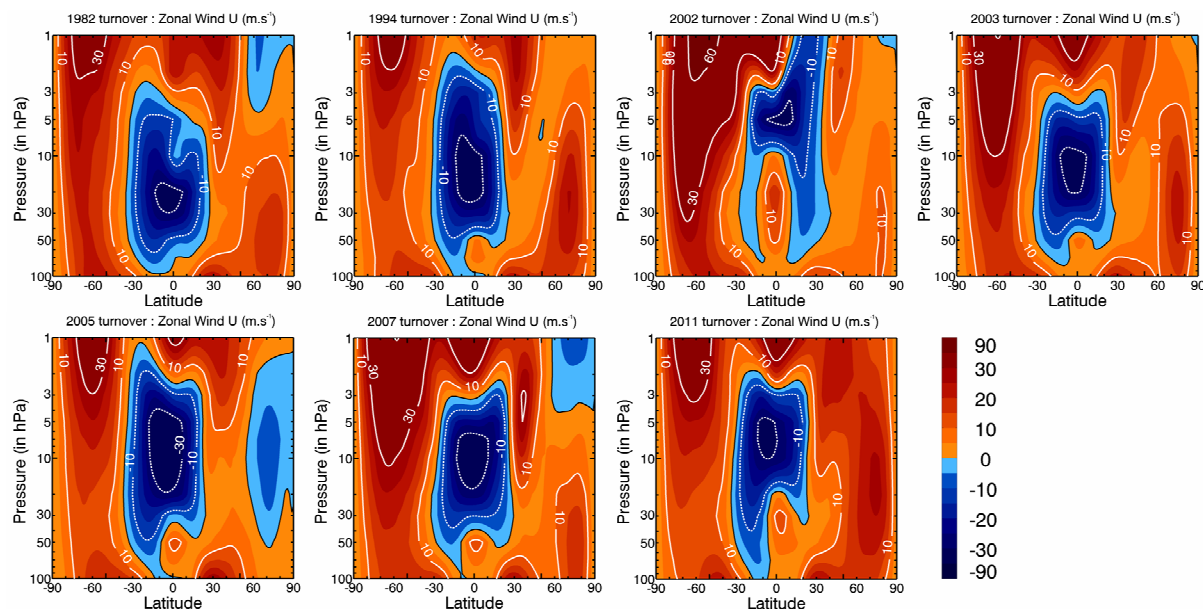


Figure 5.15. Coupe en latitude/pression de la moyenne zonale et temporelle de la vitesse du vent zonale (en $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$). La moyenne temporelle est calculée entre -10 et 0 jours avant l'établissement du FrIAC en région polaire.

La présente analyse semble indiquer que les FrIACs ont préférentiellement lieu lors de la phase d'est de la QBO. Afin de confirmer cette hypothèse, nous proposons d'examiner plus en détail les fréquences des intrusions de basses latitudes vers les régions polaires en fonction de la phase de la QBO.

V.3.2 Influence de la QBO

V.3.2.1 Fréquence des intrusions en fonction de la phase de la QBO

La fréquence de présence des masses d'air des basses latitudes est calculée pour chaque mois entre janvier et mai et est établie sur la période 1980-2011 en fonction de la phase de la QBO. Pour cela, la série de simulations MIMOSA à 850 K est à nouveau utilisée ainsi que les données de vent zonal des réanalyses ERA-Interim. Le calcul s'effectue de la manière suivante ; toutes les 12 h sur la période considérée, les champs de PV du modèle MIMOSA sont convertis en latitudes équivalentes sur l'ensemble de l'hémisphère nord. Sur deux grilles annexes (QBO-E et QBO-W), à la même résolution horizontale que MIMOSA, les points correspondant à des masses d'air ayant une latitude équivalente inférieure à un $\Phi_{eq,lim}$ choisi (ici 40°N) sont recensés en fonction de la phase de la QBO déterminée à 0°N à

partir de la moyenne zonale de la vitesse du vent zonal. Pour chaque mois de la période de 31 années couvertes, on obtient ainsi le nombre de fois où des masses d'air avec une latitude équivalente inférieure à $\Phi_{eq,40^\circ N}$ ont été recensées pour chaque point de grille MIMOSA. En divisant par le nombre total de pas de temps par mois, on en déduit la fréquence de présence d'intrusions de masses d'air (en %) originaires des basses latitudes sur l'ensemble de la grille MIMOSA. Les résultats sont montrés sur la figure 5.16.

Durant le mois de janvier, le maximum d'intrusions des moyennes et des basses latitudes est localisé (figure 5.16), quelque soit la phase de la QBO, à $180^\circ E$ et $55^\circ N$ correspondant à la localisation climatologique du centre de l'anticyclone des îles aléoutiennes (AH) [Harvey *et al.*, 2002]. Ce maximum atteint 60% (50%) sur le graphe de phase QBO-E (QBO-W). La zone dépourvue d'intrusions indique la position climatologique du vortex polaire. Par ailleurs, le maximum de fréquence des intrusions pour le graphe de QBO-E est bien centré, montrant un détachement de ce maximum depuis les basses latitudes sous forme de lobe. À l'inverse, pour le graphe QBO-W, le maximum est plus étendu en latitude et couvre la gamme $[30 ; 60]^\circ N$. Enfin, les graphes de QBO-E font apparaître un maximum secondaire le long du méridien de Greenwich qui est absent pour les graphes de QBO-W. Ce maximum secondaire est la signature d'une propagation d'onde planétaire de nombre d'onde $k=2$.

Les figures du mois de février (figure 5.16) présentent la même allure que celle du mois de janvier. Les maxima, toujours coïncidant avec la position de l'AH, sont plus faibles et ne dépassent pas 40%. En revanche, le contour 10% indique que des intrusions sont détectées jusqu'à $85^\circ N$ quelle que soit la phase de la QBO.

Au mois de mars (figure 5.16), les structures précédemment identifiées apparaissent encore mais sont très atténuées. Les maxima sont supérieurs à 20% quelle que soit la phase de la QBO, bien que le graphe QBO-E montre un maximum plus étendu au sein de l'AH. Le contour 10% est toujours présent jusqu'à $85^\circ N$, quelle que soit la phase de la QBO. Au sud de la latitude $40^\circ N$, le gradient méridien de la fréquence des intrusions s'intensifie indiquant que les intrusions sont de moins en moins advectées vers les hautes latitudes. Ces résultats sont cohérents avec la baisse de l'activité ondulatoire vers le mois de mars correspondant au début de la période de transition entre le régime dynamique d'hiver et celui d'été.

Au mois d'avril, la signature du piégeage des intrusions dans l'AH a disparu sur les deux graphes. Le déplacement vers le nord des contours de plus forte fréquence des intrusions dans la région $[45 ; 135]^\circ E$ et $[40 ; 50]^\circ N$, indique la région préférentielle d'advection des intrusions vers les régions polaires. Sur le graphe QBO-E, le contour de 10% révèle une langue traversant les moyennes latitudes ($[50 ; 70]^\circ N$) dans la gamme de longitudes $[105 ; 145]^\circ E$ pour atteindre la région arctique, où il s'étend alors à l'ensemble des longitudes. Cette structure bien définie montre donc, qu'au printemps, les intrusions empruntent préférentiellement la frontière ouest de l'AH puis atteignent le pôle où elles peuvent persister. Cette signature typique est principalement due aux FrIACs. Par ailleurs elle n'apparaît pas sur le graphe QBO-W, où plus au nord, la fréquence des intrusions est négligeable au nord de $60^\circ N$, au voisinage de la position de l'AH.

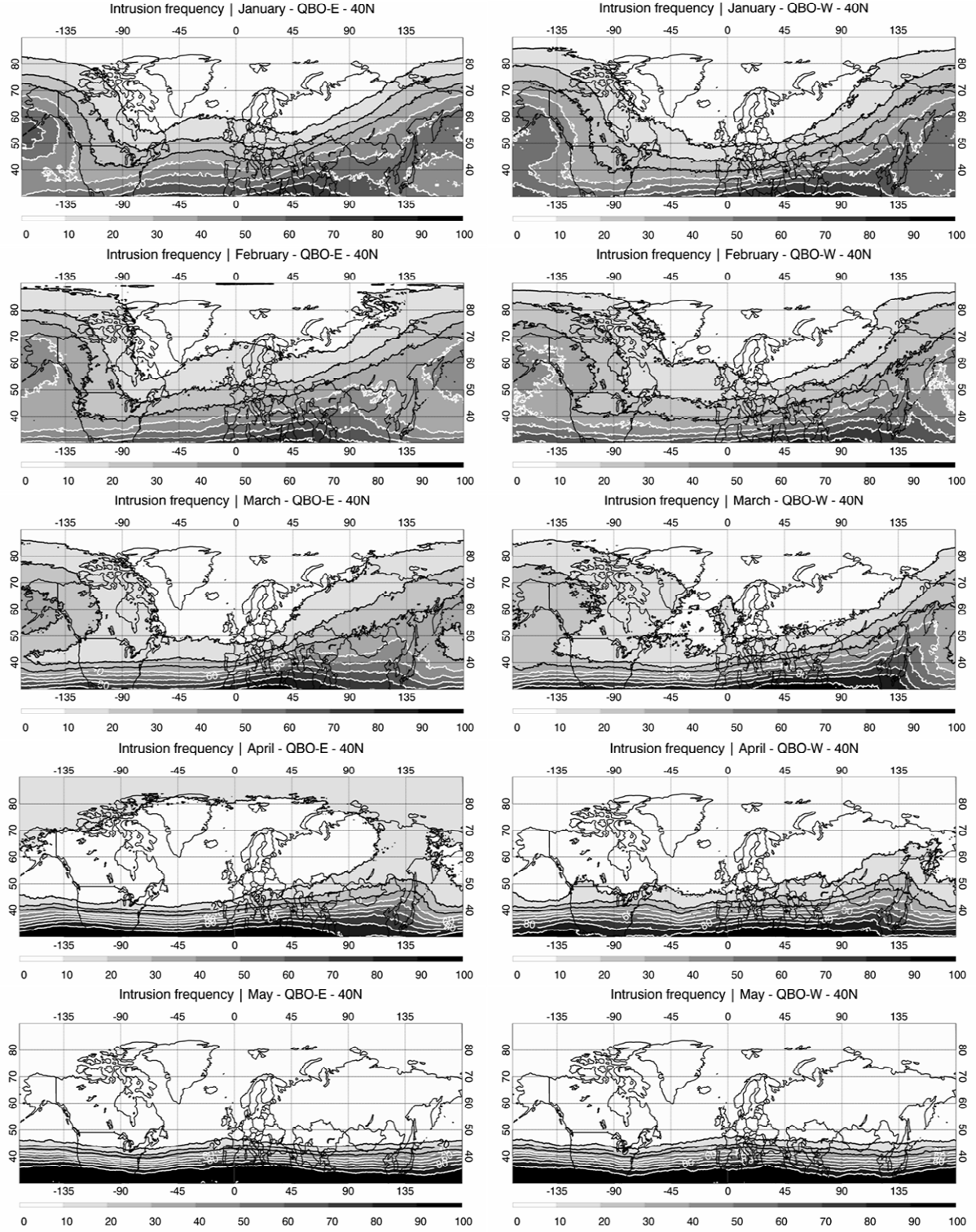


Figure 5.16. Fréquence de présence des intrusions de masses d'air, définie par la latitude équivalente limite $\Phi_{eq,40^\circ N}$, calculées en fonction du mois et de la phase de la QBO (QBO-E pour la phase d'est et QBO-W pour la phase d'ouest) à 850 K. Ces statistiques sont montrées sur l'ensemble de la période 1980-2011. Des précisions sur la méthode de calcul sont données dans le texte.

Ce graphe montre donc, à partir d'une climatologie basée sur 32 années, que la phase d'est de la QBO semble favoriser le développement d'intrusions des basses latitudes en région polaire.

Enfin en mai, les intrusions affichent une fréquence très faible en région polaire (<10%) quelque soit la phase de la QBO. Le fort gradient méridien de la fréquence des intrusions situé vers 40°N indique que les échanges méridiens sont alors très faibles, en bon accord avec la mise en place du régime d'été et la diminution d'activité ondulatoire.

V.3.2.2 Comparaison QBO-E/QBO-W

Afin de mieux estimer l'influence de la phase de la QBO sur la fréquence des intrusions, les quantités précédemment montrées (figures 5.16), ont été soustraites (QBO-E moins QBO-W) et tracées sur la figure 5.17.

En janvier, la région polaire est dominée par des intrusions lors de la phase QBO-W. Le cœur de l'AH est dominé par des intrusions lors de la phase QBO-E tandis que l'environnement est dominé par des intrusions lors de la phase QBO-W. On retrouve donc les résultats précédents montrant que durant la phase QBO-E les régions affectées par les intrusions sont plus localisées que durant la phase QBO-W où les régions affectées sont plus étendues. Par ailleurs, la signature du nombre d'onde $k=2$ lors de la phase QBO-E est très prononcée, comme l'indique la fréquence des intrusions en phase QBO-E au dessus de l'océan atlantique et de l'Europe.

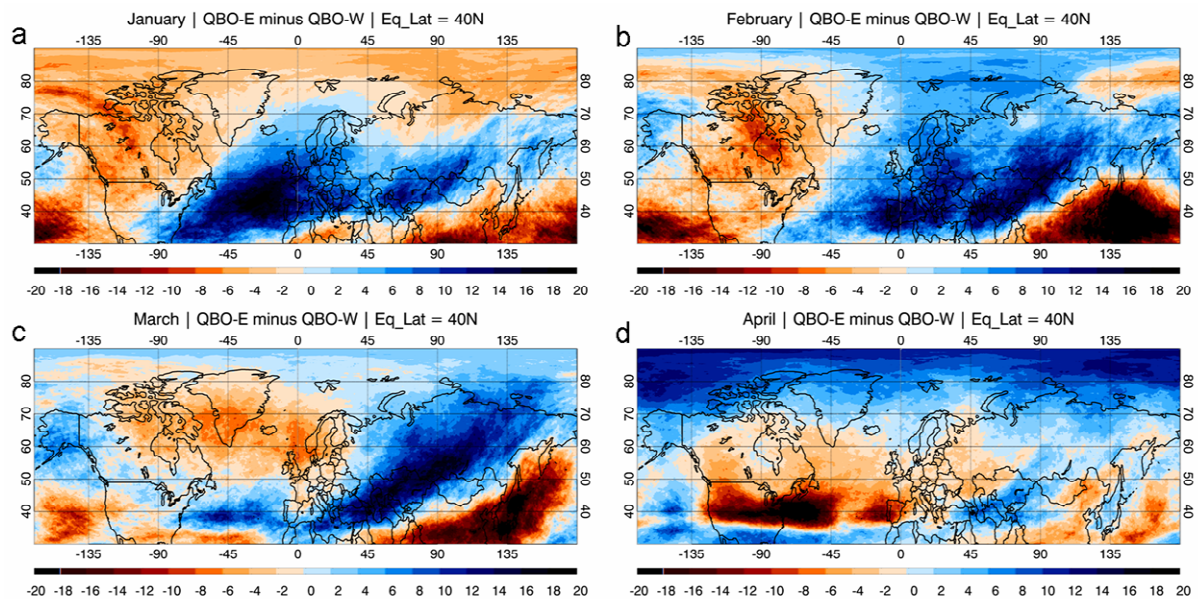


Figure 5.17. Différence (en %) entre la fréquence des intrusions lors des phases QBO-E et QBO-W. Les valeurs positives en bleues (négatives en rouge) indiquent une prédominance des intrusions lors de la phase QBO-E (QBO-W) de la QBO. Les graphes sont donnés pour $\Phi_{eq,40^\circ N}$ en (a) janvier, (b) février, (c) mars et (d) avril.

Ces mêmes caractéristiques sont retrouvées en février sauf que les régions polaires commencent à être dominées par des intrusions ayant eu lieu lors de la phase QBO-E, comme l'indique la région colorée en bleue au nord de l'Europe.

Au mois de mars la signature d'ondes planétaires de nombre d'onde $k=2$ est fortement atténuée. En revanche dans la région de l'AH (gamme de longitudes [45 ; 225]°E), les

intrusions lors de la phase QBO-E sont prédominantes au nord (en comparaison à la situation pour la phase QBO-W), favorisant l'accès vers les latitudes polaires.

En avril, les intrusions lors de la phase QBO-E dominent l'ensemble de la région polaire (au nord de 70°N) tandis que celles lors de la phase QBO-W restent majoritairement confinées aux moyennes latitudes. Notons que les résultats calculés pour la latitude équivalente limite $\Phi_{eq,30^\circ N}$ sont montrés dans l'annexe F et sont cohérents avec ceux présentés dans la cette section.

V.3.2.3 Interprétation des résultats

L'analyse des couplages entre le régime dynamique aux latitudes tropicales et la fréquence des intrusions en région polaire révèle que sur la période 1980-2011, lors de la phase d'est de la QBO, les régions polaires ont été en général affectées par des intrusions entre les mois de février et avril. Cette analyse montre aussi que lors de la phase QBO-E, les intrusions sont d'avantage concentrées au cœur de la position climatologique de l'AH. L'identification d'une dépendance de la localisation des intrusions en fonction de la phase de la QBO est cohérente avec les travaux de *Knox and Harvey* [2005]. Ils ont suggéré que les déferlements d'ondes pouvaient être modulés par le cisaillement de vent zonal induit par la phase de la QBO. Ces résultats s'inscrivent également dans le contexte de la relation d'Holton et Tan qui indique que la stratosphère est plus chaude et le vortex polaire plus faible lorsque la QBO est en phase d'est, bien que les mécanismes sous-jacents ne soient pas encore clairement identifiés. En effet, les intrusions modélisées, qui dominent lorsque la phase QBO-E, contribuent à un réchauffement de la stratosphère polaire et un affaiblissement du vortex. En ce sens, nos résultats semblent cohérents avec la relation d'Holton et Tan.

Peters and Waugh [1996] ont classifié les déferlements d'ondes dirigés vers le pôle dans la haute troposphère/basse stratosphère selon deux catégories. Les déferlements de type P2 induisent de larges filaments qui s'enroulent de manière anticyclonique lors de leur advection vers le pôle. Pour cela, le déferlement doit avoir lieu dans une zone de cisaillement anticyclonique. À l'inverse, les déferlements de type P1 auraient lieu en présence d'un cisaillement cyclonique où les intrusions seraient étirées et advectées de manière cyclonique vers le pôle. En se basant sur leur classification mais pour la moyenne stratosphère, les FrIACs seraient favorisés lors de déferlements de type P2. Cette interprétation est cohérente avec la présence de la phase d'est de la QBO, augmentant le cisaillement anticyclonique entre les latitudes tropicales et les moyennes latitudes et donc favorisant les déferlements de type P2.

V.4 Bilan et discussion de synthèse

V.4.1 Bilan des résultats obtenus

En utilisant l'algorithme de détection des masses d'air issues des basses latitudes puis advectées en région polaire ainsi qu'un diagnostic de corrélation entre le minimum de PV et le maximum de hauteur géopotentielle, nous avons pu établir une climatologie détaillée des FrIAC entre les années 1980 et 2011. Les différentes années ont été classées en deux catégories A et B : la catégorie B correspondant aux années où les intrusions persistent en région polaire après le turnover, à l'inverse des années de catégorie A. Cette climatologie a permis de recenser 7 cas non ambigus de FrIACs en 1982, 1994, 2002, 2003, 2005, 2007 et 2011, appartenant tous, comme attendu, aux années de catégorie B. Elle souligne par ailleurs l'importante variabilité interannuelle de la fréquence de ces événements qui ont majoritairement eu lieu depuis les années 2000. Par ailleurs, l'analyse de leurs caractéristiques intrinsèques a révélé que la taille et les latitudes d'origine des intrusions associées pouvaient être très variables. Le cas de 2011 a été le plus intense présentant à la fois une très grande surface ($\sim 6.5\%$ NH ou 16 millions de km^2) d'intrusions tropicales/subtropicales et une forte proportion d'air tropical/subtropical ($\sim 40\%$).

Afin d'interpréter cette grande variabilité intrinsèque et interannuelle des FrIACs, une analyse détaillée de l'activité ondulatoire a été effectuée en diagnostiquant les flux de chaleur $\langle v'T' \rangle$. Cela a permis de montrer qu'une forte augmentation de l'activité ondulatoire est détectée peu avant l'établissement du FrIAC en région polaire. Une fois piégés dans l'anomalie anticyclonique, ils peuvent alors perdurer plusieurs semaines en région polaire tandis que l'activité ondulatoire s'atténue rapidement. L'analyse du printemps 1986 a aussi montré que dans le cas où un second pic de l'activité ondulatoire avait lieu après l'intrusion, des déferlements d'ondes pouvaient interférer avec l'anomalie anticyclonique déjà présente et contribuer à sa dislocation. Cette interprétation pourrait notamment expliquer l'absence de FrIAC en 1992, 1995 et 1997 (année de type B) où des intrusions ont persisté en région polaire une vingtaine de jours après le turnover.

L'évolution de l'activité ondulatoire en fonction de la latitude semble suggérer que plus le maximum du flux de chaleur est intense et déplacé vers le sud, plus les masses d'air piégées dans le FrIAC seront d'origine tropicale. Il semble aussi que plus la surface de la rémanence (ou du vortex affaibli participant à la genèse du FrIAC) est grande, plus l'aire du FrIAC sera importante. Néanmoins ces interprétations, basées sur des analyses géophysiques qualitatives, nécessitent des analyses quantitatives plus approfondies pour être confirmées.

Enfin, l'analyse de l'évolution de l'activité ondulatoire entre les mois de janvier et juin sur la période où les FrIACs ont été les plus fréquents (2000-2011) a montré que lorsque des réchauffements stratosphériques soudains suffisamment intenses ont lieu durant l'hiver, l'activité ondulatoire est fortement atténuée empêchant la genèse des FrIACs.

La fréquence des FrIACs a aussi été mise en relation avec la circulation tropicale à 10 hPa contrôlée essentiellement par la QBO. Nous avons constaté que sur l'ensemble des

printemps où des FrIACs ont été observés, la phase de la QBO avait été d'est dans 6 cas sur 7. Le cas de 2002, qui n'indique pas la présence d'air d'origine tropicale, a eu lieu alors la QBO était en phase d'ouest. Ces résultats semblent donc suggérer que la phase d'est de la QBO favorise la formation des FrIACs. L'étude plus générale des intrusions en région polaire de masses d'air venant latitudes tropicales et subtropicales, effectuée sur les 32 années, a montré qu'à partir du mois de février jusqu'au mois d'avril, la proportion d'air des basses latitudes atteignant les pôles était plus importantes lorsque la QBO était en phase d'est. Ces résultats semblent cohérents avec des études précédemment réalisées sur les déferlements d'ondes [Peters and Waugh, 1996 ; Knox and Harvey, 2005]. Il faut cependant noter que ces résultats sur l'influence de la QBO sont à confirmer et que la prise en compte d'une période plus étendue est nécessaire pour séparer variabilité interannuelle et tendance climatique.

V.4.2 Discussion de synthèse

La figure 5.18 illustre la variabilité interannuelle des différents printemps durant la période 1980 à 2011 en représentant, notamment, la persistance des intrusions d'air provenant des basses latitudes et parvenant en région polaire, la date du turnover, la phase de la QBO et le flux de chaleur. La persistance des intrusions correspond à la date (relative au turnover) où la surface des intrusions évaluées pour $\Phi_{eq,40^\circ N}$ devient inférieure au seuil de détectabilité climatologique $\Delta S_{40^\circ N}=0.3 \text{ \%NH}$. Par conséquent, la persistance des intrusions est négative lorsque leur surface chute en dessous du seuil de détectabilité avant le turnover (i.e. caractérisant les années de type A). Cette analyse globale fournit un résumé des différents résultats obtenus et les replace dans un contexte climatologique plus général.

Les années où des réchauffements stratosphériques soudains intenses ont eu lieu entre le mois de janvier et février durant l'hiver (années 1981, 1984, 1987, 1989, 1990, 1999, 2001, 2006, 2008, 2009 et 2010), correspondent à des années de catégorie A (colorée en noir) où les intrusions provenant des latitudes tropicales/subtropicales n'ont pas été détectées en région polaire après le turnover (figure 5.18a). Dans ces cas, le turnover a eu lieu tardivement, généralement fin avril/début mai (figure 5.18b) et le flux de chaleur correspondant est très faible (figure 5.18c). En se basant sur l'interprétation proposée (section V.2), lors des ces réchauffements stratosphériques, le vortex est très affaibli (voir détruit) et l'activité ondulatoire dans la stratosphère diminue fortement. La transition vers le régime d'été s'effectue donc de manière lente, dominée par le chauffage radiatif et non par l'activité ondulatoire.

Réciproquement, les années où les FrIACs ont eu lieu, la persistance des intrusions venant des latitudes tropicales/subtropicales a été maximale (symbole étoile de la figure 5.18a). Le cas particulier de 2002 est lié à un FrIAC avec un caractère très prononcé d'air venant des moyennes latitudes, et qui perdure logiquement moins longtemps que les autres en prenant le seuil $\Phi_{eq,40^\circ N}$. Ces années indiquent un turnover qui a lieu généralement avant mi-avril (figure 5.18b) et qui coïncident avec une activité ondulatoire relativement forte (figure 5.18c) due à l'absence de réchauffement stratosphérique intense durant l'hiver. Les années au

cours desquelles les intrusions persistent le plus longtemps coïncident avec la phase d'est de la QBO.

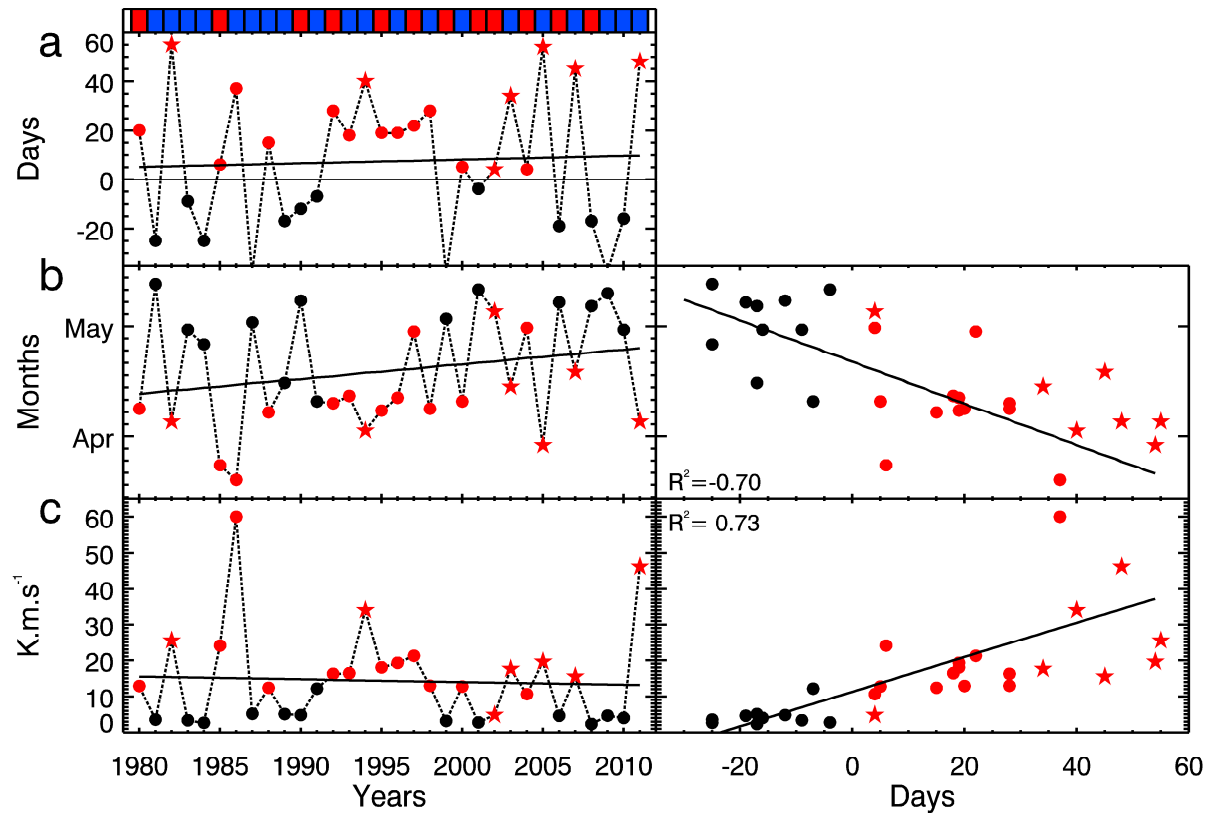


Figure 5.18. Résumé de l'étude des intrusions d'air provenant des basses latitudes et parvenant en région polaire lors des turnovers 1980 à 2011. Les quantités évaluées en fonction des années sont : (a) la persistance (en jours) des intrusions évaluées pour $\Phi_{eq,40^\circ N}$ au dessus du seuil 0.3%NH (figure 5.1), (b) la date du turnover et (c) le flux de chaleur moyenné dans la bande de latitudes $[40 ; 70]^\circ N$ à 30 hPa et entre -10 et +10 jours autour du turnover. Les graphes de droite indiquent les corrélations (en haut) entre la date des turnovers et de la persistance des intrusions ainsi (en bas) qu'entre les flux de chaleur et de la persistance des intrusions. Les bandes bleues et rouges en haut des graphes de gauche indiquent la phase de la QBO (d'est et d'ouest, respectivement) au moment du turnover. Les étoiles (points) colorées correspondent aux années avec (sans) FrIACs. Les symboles noirs (rouges) indiquent les années de type A (B).

Les calculs de corrélations effectués entre la persistance des intrusions et la date du turnover (la valeur du flux de chaleur) confirment bien ces résultats, affichant un coefficient de corrélation de -70 (73). Plus le turnover est tardif et l'activité ondulatoire faible, moins les intrusions persistent ; et réciproquement.

La figure 5.18 montre aussi une très forte variabilité décennale ; les années 1980 et 2000 affichent de très fortes variations d'amplitude dans chacun des paramètres calculés alors que les années 1990 sont beaucoup plus homogènes. En première approche, cette variabilité peut être liée à la très faible fréquence de réchauffements stratosphériques soudains dans les années 1990. Cependant, seul un FrIAC a été détecté ces années là. Donc, bien que des conditions dynamiques favorables aient été identifiées en lien avec la fréquence des FrIACs, de nombreux paramètres déterminants restent à analyser en détail pour bien comprendre la variabilité de ces phénomènes à l'échelle climatologique.

Dans leur article récent de revue sur le vortex polaire, *Waugh and Polvani* [2010] ont souligné l'intérêt actuel pour l'évolution future du vortex polaire, notamment dans le contexte du changement climatique. En particulier, l'impact de l'augmentation des gaz à effet de serre sur la dynamique du vortex est encore très peu étudié. Dans un contexte analogue, des études récentes [*Charlton-Perez et al.*, 2008 ; *Ayarzagüena et al.*, 2011] ont examiné la question du possible changement de la fréquence et de l'intensité des réchauffements stratosphériques soudains. Il est donc raisonnable de s'interroger sur l'évolution future de la fréquence et des caractéristiques des FrIACs, qui comme nous l'avons montré, ont été fréquemment détectés depuis les années 2000 et qui bien qu'étant des phénomènes de méso-échelle, sont les indicateurs d'un état dynamique de la stratosphère bien particulier au cours de l'hiver.

Conclusion générale

Ce travail de thèse a été consacré à l'étude dynamique d'intrusions de masses d'air issues des basses latitudes vers la région polaire arctique, au printemps et en été dans la stratosphère. Pour ce faire, différents outils d'analyse ont été utilisés. Les mesures d'espèces traces de l'instrument SPIRALE, embarqué sous ballon stratosphérique, et les données de N_2O et H_2O des instruments satellitaires MLS/Aura et MIPAS/ENVISAT, ont permis la détection et la caractérisation de ces intrusions dans la basse stratosphère en été et la moyenne stratosphère au printemps. Des simulations, à l'aide des modèles FLEXTRA et MIMOSA, ont été effectuées afin d'analyser le transport de ces masses d'air et de déterminer leur origine géographique. Ces modèles ont été initialisés et forcés à partir des données météorologiques (champs de vent, température et pression) analysées et réanalysées de l'ECMWF. Ces données ont également permis de suivre l'évolution de l'état dynamique de la stratosphère.

Durant la campagne StraPolÉté, les mesures de CO de l'instrument SPIRALE en région polaire (Esrangle, $67,53^\circ\text{N}$ - $21,06^\circ\text{E}$) ont permis de détecter la présence de panaches de pollution, dans la basse stratosphère et haute troposphère. L'analyse des rétro-trajectoires à 10 jours du modèle FLEXTRA a montré que les masses d'air de la plus haute couche découlent de processus de transport isentrope depuis l'Amérique du nord. Pour la couche inférieure, le panache de pollution s'est élevé depuis le sol jusque dans la haute troposphère à l'est de l'Amérique du nord et à l'est de l'Asie. Suite à cette ascension rapide, les panaches ont été transportés horizontalement au sein du courant jet d'ouest de la haute troposphère/basse stratosphère. Au-dessus de l'océan Atlantique, un déferlement d'onde planétaire identifiable dans les simulations du modèle d'advection MIMOSA, a entraîné le déplacement rapide du panache depuis les moyennes latitudes vers la région d'Esrangle. Ces résultats ont donc permis d'identifier le transport rapide de polluants issus d'émissions anthropogéniques, vers la basse stratosphère polaire. Ils ont été soumis au journal *Atmospheric Chemistry and Physics* [Krysztofiak et al., 2012].

L'analyse des champs de N_2O et H_2O du satellite MLS/Aura nous a permis de détecter, après le réchauffement stratosphérique final de 2007 en région arctique, l'intrusion de masses d'air venant des basses latitudes dont la signature a perduré jusqu'au mois de juillet. Ce type d'évènement avait été détecté à deux reprises par Manney et al. [2006] en 2005 et Lahoz et al. [2007] en 2003.

Afin de mieux comprendre les processus dynamiques associés aux FrIACs qui étaient jusqu'alors méconnus, 10 années de simulations MIMOSA (2000/2009) entre le 1^{er} janvier et le 30 juin ont été effectuées à la surface isentrope de température potentielle 850 K (environ 31 km). Les résultats du modèle ont montré que les intrusions de FrIACs en région polaire

résultaient d'évènements de déferlements d'ondes planétaires depuis les moyennes latitudes. En effet, une forte augmentation de l'activité ondulatoire, diagnostiquée par le flux de chaleur $\langle v'T' \rangle$, conduit au déplacement de débris encore cohérents du vortex polaire vers les moyennes latitudes. Une intrusion d'air venant des basses latitudes est alors advectée au sud de la rémanence, conduisant à la formation d'une cellule dipolaire (cyclonique/anticyclonique). Lorsque l'activité ondulatoire est suffisamment intense, les masses d'air issues des basses latitudes sont rapidement advectées en région polaire où elles s'enroulent anticycloniquement pour former le FrIAC [Thiéblemont *et al.* [2011].

En particulier nous avons montré, lors de notre étude portant sur une période de 10 ans (2000 à 2009), que ces évènements semblaient favorisés lorsqu'aucun réchauffement stratosphérique majeur n'avait eu lieu au cours de l'hiver et que la phase de l'oscillation quasi-biennale était d'est.

Lorsque les réchauffements stratosphériques sont très intenses, le régime de vent d'est se propage dans les basses couches de la stratosphère (en dessous de 30 hPa ou 24 km), empêchant les ondes planétaires de se propager dans les plus hautes couches. Ainsi, le vortex polaire se reforme au milieu de l'hiver avec une très faible intensité tandis que l'activité ondulatoire reste elle aussi très faible. En raison de cette faible activité ondulatoire, le renversement du régime de vent a lieu très tard, contrôlé essentiellement par les processus de chauffage radiatif, et les FrIACs n'ont pas lieu. À l'inverse, les années où le vortex n'est pas perturbé par un réchauffement majeur au milieu de l'hiver et que la propagation des ondes planétaires est maintenue tout au long de l'hiver, des FrIACs peuvent apparaître lors d'un réchauffement final abrupt, entraîné par une intensification de l'activité ondulatoire.

En nous appuyant sur une étude théorique des déferlements d'ondes dirigés vers le pôle dans la basse stratosphère [Peters and Waugh, 1996], nous avons remarqué que les FrIACs étaient apparentés à des déferlements de type P2, favorisés dans une zone de cisaillement anticyclonique entre les moyennes latitudes et les régions tropicales. Ceci explique que les intrusions de FrIACs soient favorisées lorsque la phase de la QBO est de type QBO-E.

Durant l'hiver 2010/2011, les conditions favorables au développement d'un FrIAC ont été réunies et, effectivement, un FrIAC d'une remarquable intensité s'est formé en région arctique au début du mois d'avril 2011, corroborant les résultats publiés dans Thiéblemont *et al.* [2011]. Ce nouveau cas a motivé l'élaboration d'une climatologie de ces évènements afin de d'examiner leur variabilité temporelle et de comparer leurs caractéristiques. Cette climatologie a été effectuée à l'aide de simulations du modèle MIMOSA sur la période couverte par les données ERA-Interim (entre 1980 et 2011).

Pour identifier les FrIACs, un algorithme de détection des intrusions de masses d'air des basses latitudes en région polaire a été élaboré, basé sur la transformation de la vorticité potentielle de MIMOSA en un traceur latitude équivalente. Il permet de calculer en région polaire (au nord de 60°N), la superficie de masses d'air dont la signature de vorticité potentielle est inférieure à une valeur de vorticité potentielle limite (notée PV_{lim}) correspondant, elle-même, à une valeur de latitude équivalente limite ($\Phi_{eq,lim}$) que l'on fixe.

Les différents tests de sensibilité effectués avec cette méthode ont montré que la latitude équivalente limite la mieux adaptée pour la détection de FrIAC est égale à 40°N. Les tests effectués sur le jour d'initialisation de la latitude équivalente limite, pris dans l'intervalle [-15 ; 0] jours avant la mise en place du régime anticyclonique d'été (turnover), ont permis de déterminer un intervalle de sensibilité sur la valeur calculée des surfaces d'intrusions.

L'application systématique de l'algorithme à l'ensemble des années 1980 à 2011 a conduit à une classification des années en deux catégories ; les années de type A où aucune masse d'air issue des basses latitudes n'est détectée en région polaire après le turnover et les années de type B caractérisées, en revanche, par la présence de celles-ci. Cette classification nous a permis d'exclure tout cas de FrIAC durant les années de type A (1981, 1983, 1984, 1987, 1989, 1990, 1991, 1999, 2001, 2006, 2008, 2009 et 2010). Pour les années de type B, la détection de FrIAC a été affinée en examinant la distance (notée L_{GPH-PV}) entre le minimum de vorticité potentielle et le maximum d'altitude géopotentielle en région polaire. En effet, les FrIACs correspondant au piégeage de masses d'air venant des basses latitudes au cœur d'une anomalie anticyclonique, cette distance doit être faible durant leur évolution en région polaire. Les résultats ont montré que lors des années où les FrIACs ont lieu, cette distance décroît de manière abrupte après le turnover, et persiste à des valeurs inférieures à 1000 km durant plusieurs semaines, formant une structure identifiable par son aspect « cuvette » dans la série temporelle $L_{GPH-PV}(t)$. Ainsi les années de type B, 1982, 1994, 2002, 2003, 2005, 2007 et 2011 ont été effectivement marquées par la présence de FrIACs. Ces résultats suggèrent une très forte augmentation du nombre de FrIACs depuis les années 2000 (5 cas en 9 années contre 2 cas entre 1980 et 1999).

  partir de l'algorithme de détection des intrusions provenant des basses latitudes, nous avons pu déduire la surface de chaque FrIAC et la région d'origine des masses d'air piégées en son sein. Les résultats ont confirmé les caractéristiques exceptionnelles du cas de 2011, doté de la plus grande surface (6,60 %NH soit environ 16 millions de km²) et d'une proportion en air tropical/subtropical de 40%. Le cas de 1982 a été le plus petit et le cas de 2002 n'a contenu aucune masse d'air issue des régions tropicales/subtropicales. Ces résultats montrent que les FrIACs affichent une très grande variabilité de leurs caractéristiques intrinsèques.

Par ailleurs, l'analyse climatologique des conditions semblant favoriser les FrIACs a été effectuée sur l'ensemble de la période 1980-2011. Nous avons ainsi pu confirmer, que les cas de FrIACs ont eu lieu alors qu'aucun réchauffement stratosphérique majeur n'a été détecté durant l'hiver. Réciproquement, nous avons montré que lorsque ces réchauffements majeurs ont été détectés, aucune intrusion de masses d'air tropicales/subtropicales en région polaire n'a été rencontrée (années 1981, 1984, 1987, 1989, 1990, 1999, 2001, 2006, 2008, 2009 et 2010). De plus, une analyse statistique de la fréquence des intrusions issues des régions tropicales/subtropicales en région polaire en fonction de la QBO a été effectuée. Il apparaît qu'au mois de février, mars et avril, ces intrusions sont plus fréquentes en région polaire lorsque la phase de la QBO de type QBO-E. Ces résultats ont permis de compléter et confirmer ceux que nous avons publiés dans l'article *Thiéblemont et al.* [2011]. Les résultats

de la climatologie des FrIACs ont été soumis à la revue *Journal of Geophysical Research*, et sont présentement en révision.

Ces travaux ont permis de montrer que des connexions existent entre l'état de la dynamique stratosphérique durant l'hiver et les caractéristiques de la transition du régime de circulation zonale aux pôles. Par ailleurs, notre analyse climatologique sur les intrusions issues des régions tropicales/subtropicales vers la région arctique suggère l'existence d'une téléconnexion entre la circulation aux tropiques et la stratosphère polaire. L'analyse de ces phénomènes de couplages entre les tropiques et les pôles, nous a donc permis d'améliorer la compréhension de la variabilité interannuelle, temporelle et structurelle, de la stratosphère polaire au printemps. Ces résultats contribuent de manière générale à une meilleure compréhension des processus dynamiques dans la stratosphère, phénomènes jouant un rôle majeur dans le rétablissement de la couche d'ozone.

L'un des résultats les plus surprenant, est l'apparente augmentation de la fréquence des FrIACs depuis le début des années 2000. Rappelons que nous avons détecté cinq cas entre 2000 et 2011 et seulement deux entre les années 1980 et 1999. Les résultats obtenus dans cette thèse permettent de comprendre en partie la variabilité interannuelle de ces événements mais ne permettent pas de déceler les causes d'une telle variabilité décennale. En d'autres termes, les événements de type FrIACs sont symptomatiques d'une évolution de la stratosphère bien particulière durant l'hiver. Il est donc raisonnable de se demander si l'augmentation de la fréquence de ces événements est l'indicateur de tendances à plus long terme, comme une accélération potentielle de la circulation stratosphérique, en particulier dans le contexte du changement climatique et celui du rétablissement de la couche d'ozone.

Notons enfin qu'au début de ce travail de thèse les événements de type FrIAC, n'avaient été identifiés qu'à deux reprises [Manney *et al.*, 2006 ; Lahoz *et al.*, 2007], et que ces études n'avaient pas traité de l'aspect dynamique associé. Depuis, quatre articles ont été publiés [Allen *et al.*, 2011 ; Thiéblemont *et al.*, 2011 ; Adams *et al.*, 2012a ; 2012b], et très récemment, un nouvel article traitant de la climatologie des FrIACs à partir des données MERRA [Allen *et al.*, 2012]. Ceci montre un intérêt grandissant de la communauté scientifique pour ces phénomènes, qui restent encore à comprendre et à explorer.

Perspectives

Dans ce mémoire, deux régions de la stratosphère à des saisons différentes ont été observées, modélisées et décrites d'un point de vue dynamique ; la basse stratosphère polaire en été et la moyenne stratosphère au printemps. Nous avons pu souligner que la composition de la basse stratosphère en été pouvait être affectée par des polluants émis depuis le sol et injectés très rapidement dans la basse stratosphère polaire sous l'influence du courant jet et du déferlement associé d'ondes de Rossby. Cependant, les mesures effectuées ici sont ponctuelles et ne permettent pas d'estimer la fréquence de tels événements. Une climatologie effectuée sur plusieurs années serait nécessaire afin d'évaluer la quantité de polluants pénétrant dans la stratosphère polaire.

L'étude de la moyenne stratosphère au printemps et en particulier, l'étude des intrusions de masses d'air depuis les tropiques vers la région polaire arctique a soulevé de nombreuses interrogations. Ces événements, qui correspondent à des processus transport irréversible, apportent en région polaire une importante quantité d'ozone qui diminue très rapidement. Une étude en cours, effectuée à l'aide des modèles REPROBUS, OSLO CTM et MIPLASMO (*Microphysical Photochemical Lagrangian Stratospheric Model of Ozone*), vise à déterminer la contribution de ces phénomènes au budget total de l'ozone. Pour cela, les FrIACs de 2007 et 2011 ont été modélisés. Un volet de cette étude, dédié à l'évaluation des modèles à représenter les champs de traceurs à longue durée de vie, révèle d'ores et déjà leur difficulté à reproduire l'évolution du N_2O au cœur de FrIAC de 2011.

Par ailleurs, comme nous l'avons vu par le biais de l'étude climatologique effectuée entre les années 1980 et 2011, les FrIACs sont de bons indicateurs de la variabilité interannuelle des processus dynamiques dans la stratosphère. En ce sens, l'étude de la variabilité sur une période décennale doit être étendue pour évaluer d'éventuelles tendances à long terme. De nombreuses études ont notamment montré que la fréquence des réchauffements soudains semblait étroitement liée à l'activité solaire (voir l'ensemble des travaux de *Karin Labitzke*). Par conséquent, il serait très intéressant d'évaluer la fréquence des FrIACs en relation avec la variation de flux solaire. Pour ce type d'étude, il est impératif d'étendre la durée de l'analyse climatologique à de plus longues périodes. Dans ces conditions, deux types d'études peuvent être envisagées.

Dans un premier temps, il est intéressant d'étendre cette climatologie aux années 1960 et 1970 à l'aide des données ERA-40. Après un rapide aperçu, aucune évidence de nouveau cas de FrIAC n'a été relevée. Cela pose l'importante question de la capacité de ce jeu de données réanalysées à représenter les phénomènes dynamiques dans la moyenne atmosphère, en particulier avant les années 1980 où les mesures satellitaires sont très peu nombreuses.

Dans un second temps, il serait intéressant d'estimer la fréquence et l'intensité de ces phénomènes dans un modèle de climat. À ce jour, aucune étude ne reporte de cas de FrIAC dans ce type de modèle. Par exemple, une étude future pourrait consister à l'application, à des

simulations à long terme du modèle WACCM (*Whole Atmosphere Community Climate Model*), de la méthode que nous avons développée pour détecter les intrusions de masses d'air issues des basses latitudes vers les régions polaires.

Annexes

Annexe A : Conservation de la vorticité potentielle

L'équation complète de la vorticité absolue s'écrit selon l'équation :

$$\frac{\partial \vec{\xi}_{abs}}{\partial t} + \vec{\nabla} \wedge (\vec{\xi}_{abs} \wedge \vec{V}) = \frac{1}{\rho^2} \vec{\nabla} \rho \wedge \vec{\nabla} P \quad (A.1)$$

où :

- $\vec{\xi}_{abs}$ est la vorticité absolue égale à $\vec{\nabla} \wedge \vec{V} + 2\vec{\Omega}$ avec \vec{V} est la vitesse horizontale du vent (en $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) et $\vec{\Omega}$ est la vitesse de rotation angulaire de la Terre (en s^{-1}). ρ est la masse volumique de l'air (en $\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$)
- $\vec{\nabla} \rho \wedge \vec{\nabla} P$ est le terme barocline qui traduit une instabilité lors du croisement des isobares et des isothermes.

À partir de l'équation A.1, il est possible d'introduire la température potentielle θ qui dépend uniquement de la densité et de la pression afin de supprimer le terme barocline :

$$\vec{\nabla} \theta \cdot (\vec{\nabla} \rho \wedge \vec{\nabla} P) = 0 \quad (A.2)$$

L'équation de la vorticité absolue (A1.1) devient alors :

$$\frac{\partial (\vec{\xi}_{abs} \cdot \vec{\nabla} \theta)}{\partial t} + \vec{\nabla} \theta \cdot \vec{\nabla} \wedge (\vec{\xi}_{abs} \wedge \vec{V}) + \vec{\xi}_{abs} \cdot \vec{\nabla} (\vec{V} \cdot \vec{\nabla} \theta) - \vec{\xi}_{abs} \cdot \vec{\nabla} \frac{d\theta}{dt} = 0 \quad (A.3)$$

$$\text{avec} \quad \vec{\nabla} \frac{d\theta}{dt} = \frac{\partial \vec{\nabla} \theta}{\partial t} - \vec{\nabla} (\vec{V} \cdot \vec{\nabla} \theta) \quad (A.4)$$

En utilisant l'identité $\vec{\nabla} \cdot (\vec{A} \wedge \vec{B}) = \vec{\nabla} \wedge \vec{A} \cdot \vec{B} - \vec{\nabla} \wedge \vec{B} \cdot \vec{A}$, l'équation A.4 devient :

$$\frac{\partial (\vec{\xi}_{abs} \cdot \vec{\nabla} \theta)}{\partial t} + (\vec{\xi}_{abs} \cdot \vec{\nabla} \theta) \vec{\nabla} \cdot \vec{V} = \vec{\xi}_{abs} \cdot \vec{\nabla} \frac{d\theta}{dt} \quad (A.5)$$

En considérant l'équation de continuité $d\rho/dt + \rho \vec{\nabla} \cdot \vec{V} = 0$, on obtient :

$$\frac{d}{dt} \left(\frac{\vec{\xi}_{abs} \cdot \vec{\nabla} \theta}{\rho} \right) = \frac{1}{\rho} \vec{\xi}_{abs} \cdot \vec{\nabla} \frac{d\theta}{dt} \quad (A.6)$$

Dans cette équation, le terme $\frac{\vec{\xi}_{abs} \cdot \vec{\nabla} \theta}{\rho}$ correspond à la vorticité potentielle (PV).

L'équation A.6 montre que la PV se conserve dans les conditions adiabatiques $d\theta/dt = 0$. Or dans la basse et moyenne stratosphère, les masses d'air sont considérées en évolution adiabatique sur une dizaine de jours [Orsolini, 1995]. Par conséquent la PV constitue un traceur efficace pour suivre l'évolution spatio-temporelle d'une masse d'air.

Annexe B : Niveaux hybrides de l'ECMWF

Les niveaux hybrides de l'ECMWF résultent de la combinaison des niveaux de pressions et du système de coordonnées sigma. L'atmosphère est donc divisée en un nombre N de niveaux verticaux ou couches. La pression au niveau de ces couches est donnée par l'équation :

$$p_k = A_k + B_k \cdot p_s \quad (\text{B.1})$$

où p_k (en Pa) est la valeur du champ de pression au $k_{i\grave{e}me}$ niveau et p_s est le champ de pression à la surface. Les coefficients A_k (en Pa) et B_k (sans unité) sont des paramètres qui définissent les coordonnées verticales. Ces coefficients permettent, notamment aux niveaux proches du sol, de suivre le relief terrestre. Dans les plus hautes couches, en revanche, les niveaux sont associés à des surfaces isobares. La coordonnée hybride s'exprime alors de la sorte :

$$\eta_k = \frac{A_k}{p_0} + B_k \quad (\text{B.2})$$

où p_0 est la pression de référence, égale à 1013,25 hPa.

La coordonnée hybride η décroît avec l'altitude, valant 1 au niveau de la surface terrestre, et 0 au sommet de l'atmosphère. Elle permet de cumuler les avantages des coordonnées sigma pour les niveaux inférieurs, et des coordonnées isobares pour la stratosphère. Sur les serveurs de l'ECMWF, ces données sont stockées au format GRIB.

Annexe C : Climatologie des distances

L_{GPH-PV}

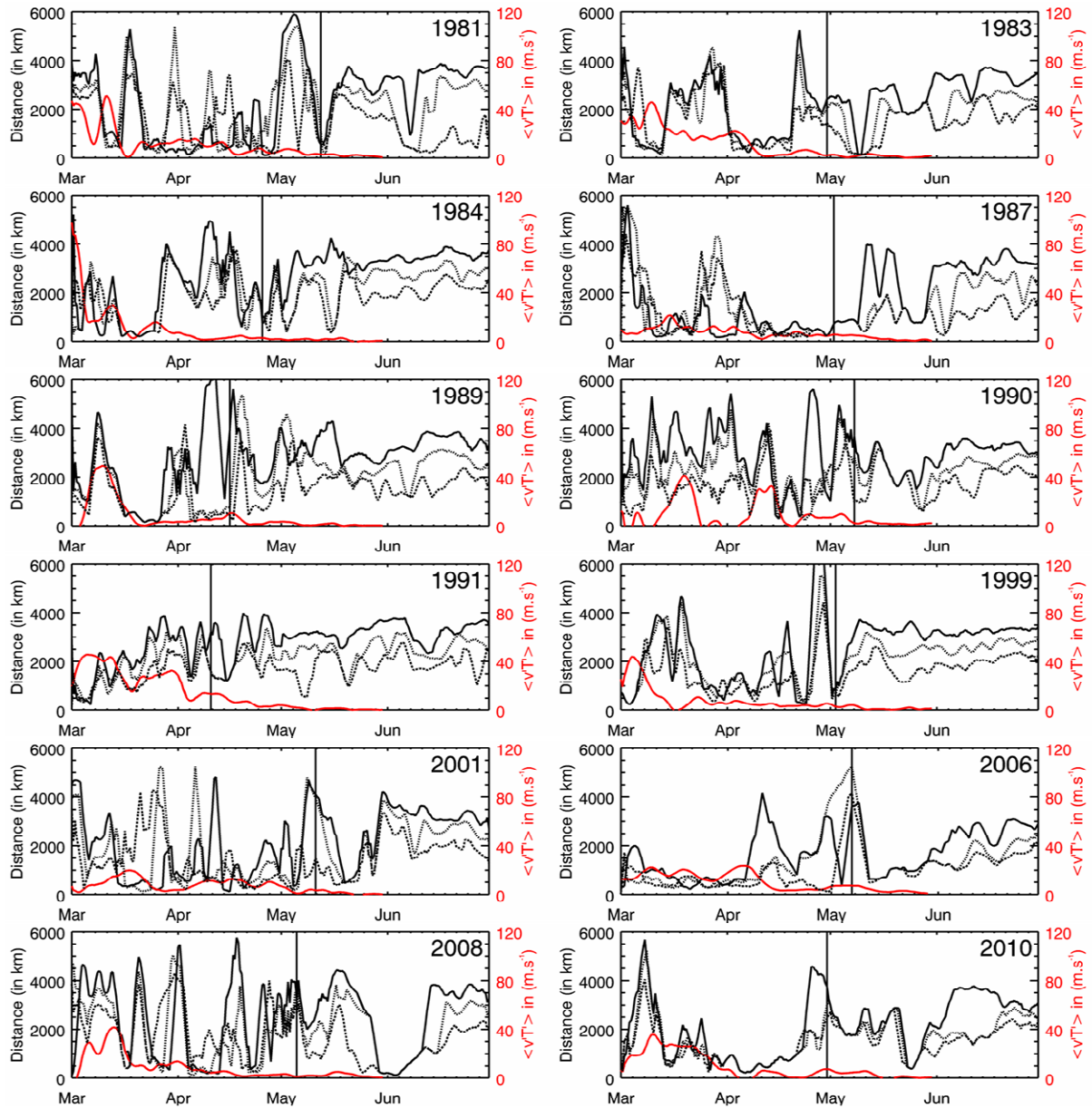


Figure C.1. Série temporelle de la distance $L_{GPH-PV}(t)$ séparant le maximum d'altitude géopotentielle et le minimum de PV entre le 1^{er} mars et le 30 juin des années de type A : 1981, 1983, 1984, 1987, 1989, 1990, 1991, 1999, 2001, 2006, 2008 et 2010. La distance L_{GPH-PV} est calculée au nord de 60°N, 65°N et 70°N (courbes noires continues, pointillées et tiretées). Les courbes rouges indiquent le flux de chaleur ($\langle v'T' \rangle$) moyenné zonalement puis dans la bande de latitudes [40 ; 70]°N. La ligne verticale indique la date du turnover.

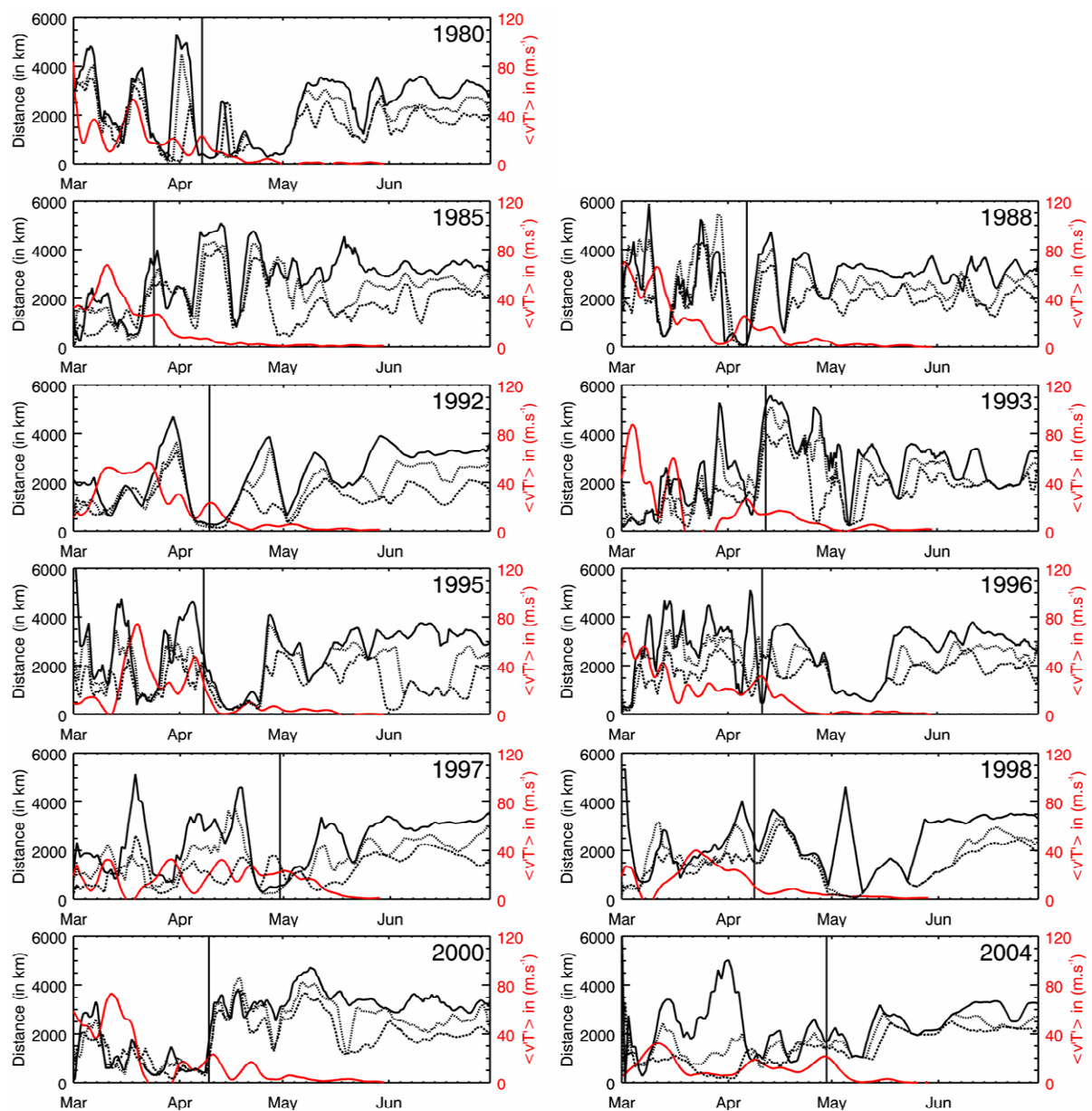


Figure C.2. Comme pour la figure C.1 mais pour les années de type B : 1980, 1985, 1988, 1992, 1993, 1995, 1996, 1997, 1998, 2000 et 2004.

Annexe D : Turnover durant l'année 2000 en région arctique à 850 K

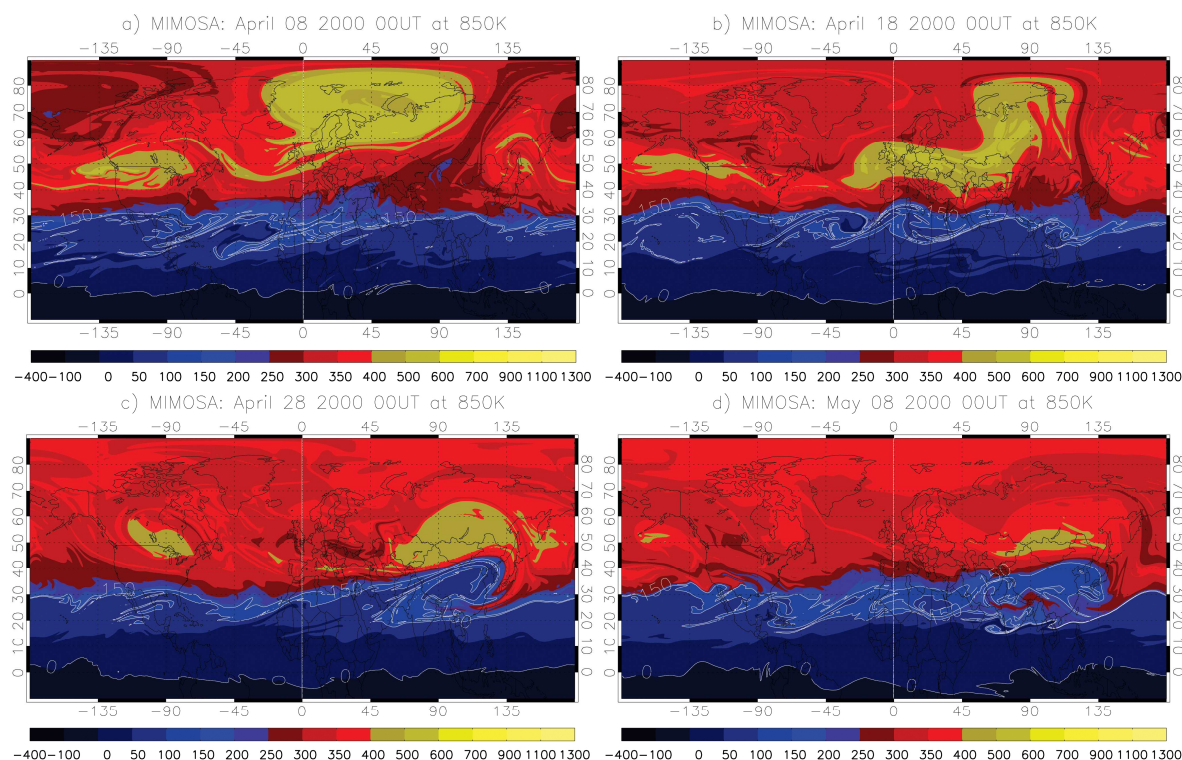


Figure D.1. Cartes de champs vorticité potentielle calculés à partir du modèle MIMOSA à 850 K les : (a) 8 avril 2000 à 00 UT, (b) 18 avril 2000 à 00 UT, (c) 28 avril 2000 à 00 UT et (d) 8 mai 2000 à 00 UT. Les cartes couvrent l'ensemble de l'hémisphère nord.

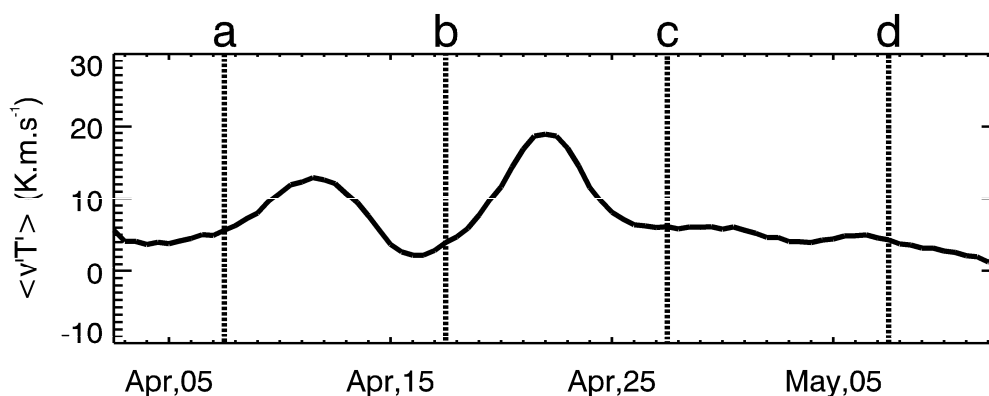


Figure D.2. Évolution, entre le 3 avril et le 12 mai 2000, du flux de chaleur $\langle v'T' \rangle$ moyenné dans la bande de latitudes $[45 ; 55]^\circ\text{N}$ à 30 hPa. Les barres verticales a,b,c et d indiquent les dates des cartes représentées figure D.1.

Annexe E : Climatologie du vent zonal et de l'activité ondulatoire dans la moyenne stratosphère arctique.

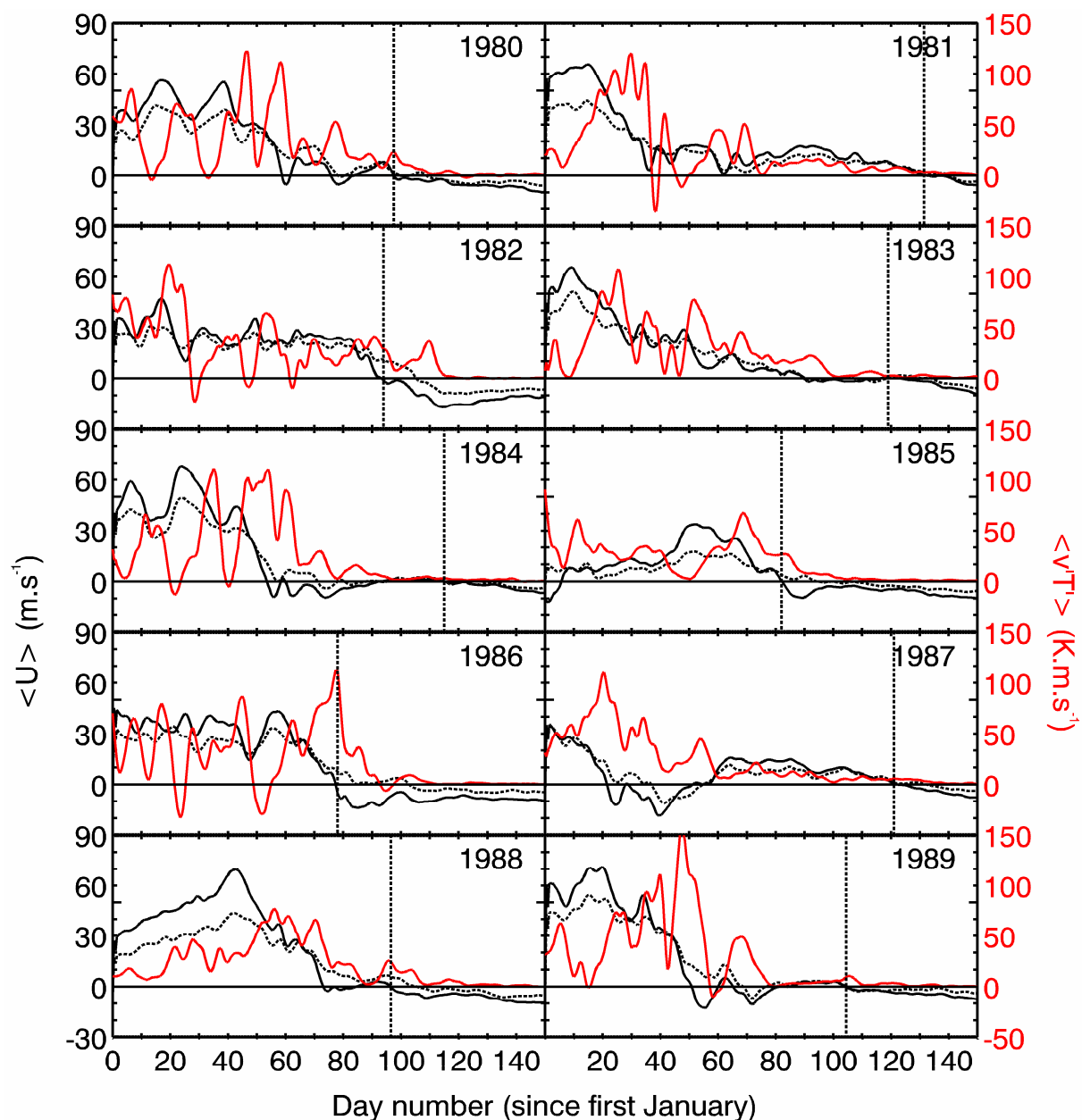


Figure E.1. Évolution temporelle (en jours à partir du premier janvier) de la moyenne zonale du vent zonal à 60°N et 10 hPa (courbe noire continue) et 30 hPa (courbe noire pointillée) et du flux de chaleur $\langle v'T' \rangle$ (courbe rouge) calculé à 30 hPa et moyenné dans la bande de latitudes [40,70]°N. Les années vont de 1980 à 1989.

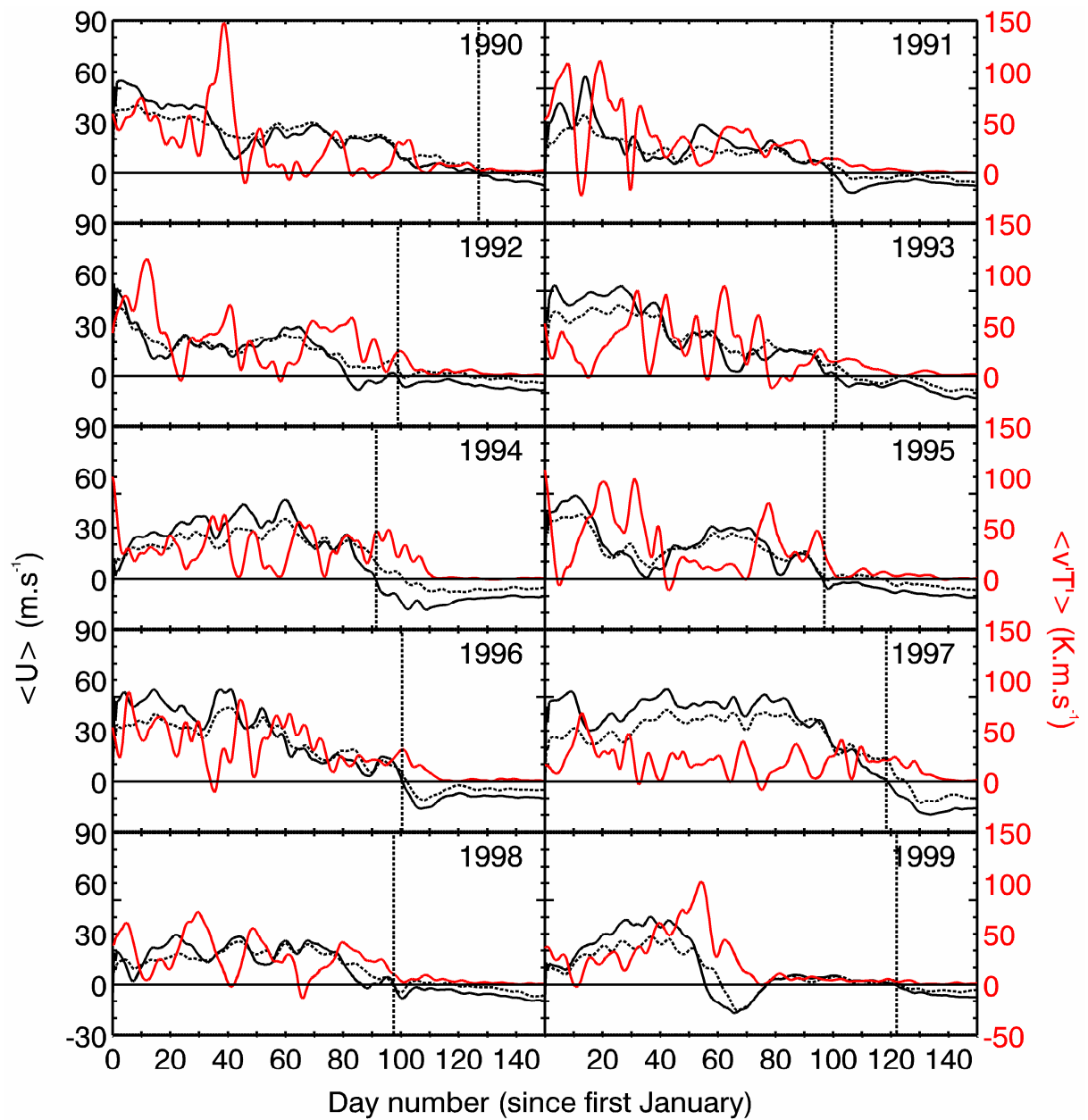


Figure E.2. Comme pour la figure E.1 mais pour les années 1990

Annexe F : Fréquence des intrusions d'air tropical dans la stratosphère arctique en fonction de la phase de la QBO.

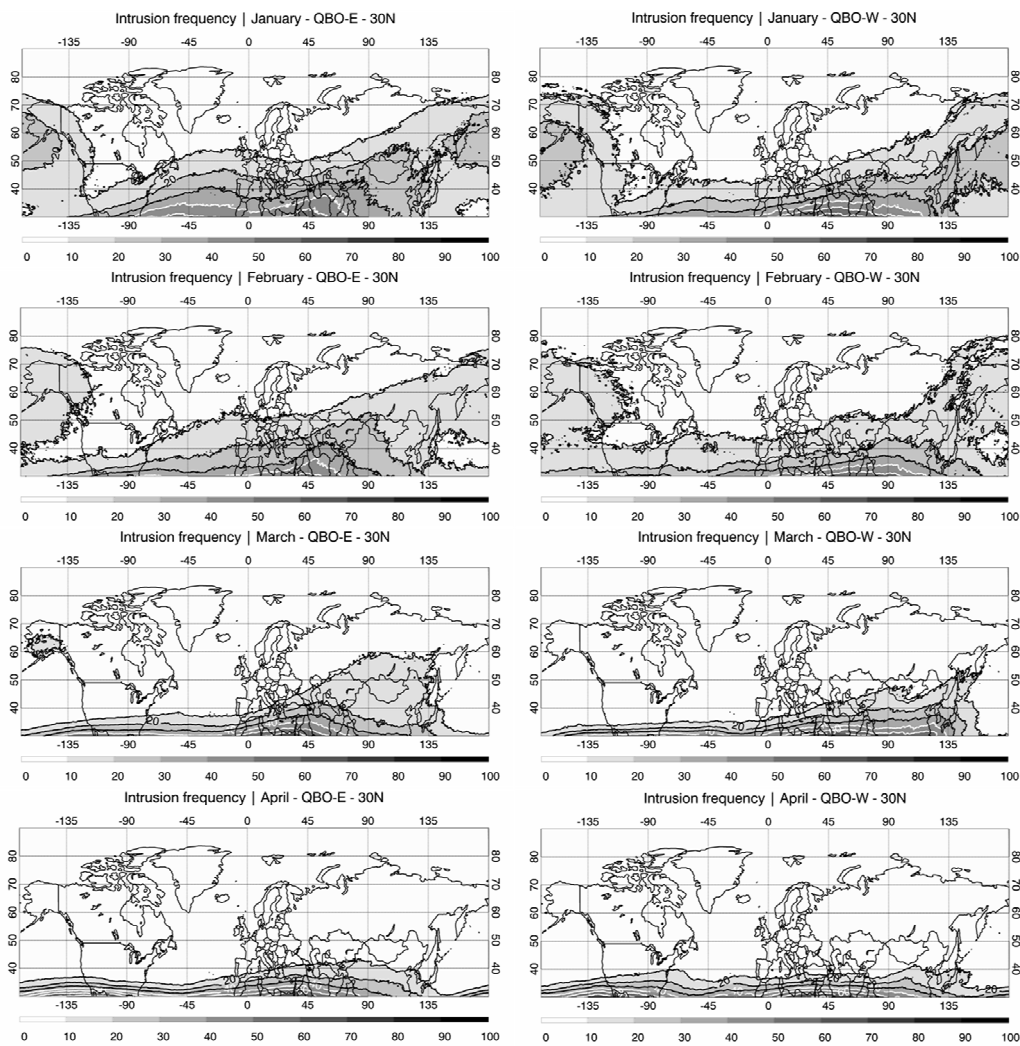


Figure F.1. Fréquence des intrusions d'air tropical, en utilisant une latitude équivalente limite $\Phi_{eq,lim}=30^\circ\text{N}$, calculées en fonction du mois et de la phase de la QBO (QBO-E pour la phase d'est et QBO-W pour la phase d'ouest) à 850 K. Ces statistiques sont montrées sur l'ensemble de la période 1980-2011. Des précisions sur la méthode de calcul sont données dans le texte.

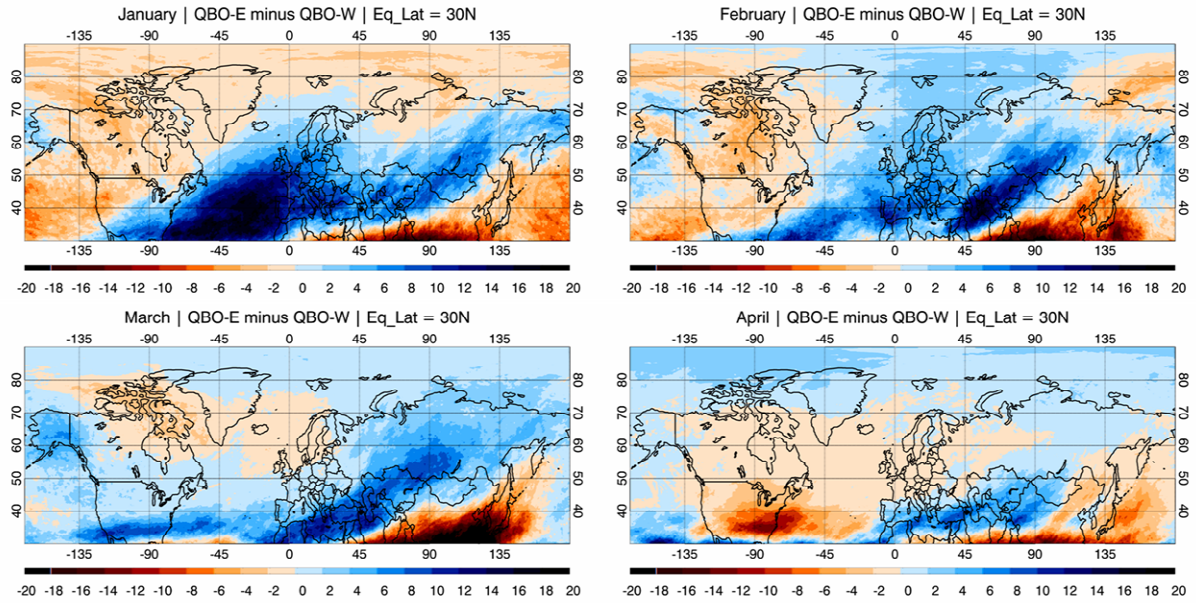


Figure F.2. Différence (en %) entre la fréquence des intrusions d'air tropical lors des phases QBO-E et QBO-W. Les valeurs positives en bleues (négatives en rouge) indiquent une prédominance des intrusions lors de la phase QBO-E (QBO-W) de la QBO. Les graphes sont donnés pour $\Phi_{eq,lim}=30^\circ\text{N}$ en janvier, février, mars et avril.

Publications & Communications

Publications

Article 1

Thiéblemont, R., N. Huret, Y. J. Orsolini, A. Hauchecorne, and M.-A. Drouin (2011), Frozen-in anticyclones occurring in polar Northern Hemisphere during springtime: Characterization, occurrence and link with quasi-biennial oscillation, *J. Geophys. Res.*, **116**, D20110, doi:10.1029/2011JD016042.

Frozen-in anticyclones occurring in polar Northern Hemisphere during springtime: Characterization, occurrence and link with quasi-biennial oscillation

R. Thiéblemont,¹ N. Huret,¹ Y. J. Orsolini,² A. Hauchecorne,³ and M.-A. Drouin¹

Received 30 March 2011; revised 13 July 2011; accepted 18 July 2011; published 20 October 2011.

[1] During winter, the polar vortex forms a dynamical barrier in the arctic stratosphere which prevents large scale exchanges between the high latitude and tropical regions. Nevertheless, the occurrence of thin tropical air mass intrusions at the edge of the polar vortex have in fact been detected and modeled. These structures could play an important role in improving our knowledge of the balance between chemical and dynamical processes associated with the ozone budget. After the final stratospheric warming in springtime, the breakdown of the polar vortex occurs and the summer circulation starts to develop. Air mass intrusions from the tropics can be trapped at polar latitudes and persist until August in the anticyclone, advected by summer easterlies. These structures, named “frozen-in anticyclones” (FrIACs), have already been observed in 2003 and 2005 by MIPAS-ENVISAT and MLS-AURA tracer measurements. We present here a new case of FrIAC in 2007 highlighted using MLS-AURA measurements. In order to better understand the dynamical conditions required for such events and the associated processes, we performed a climatology of tropical air mass intrusions using a potential vorticity contour advection model. This climatology reveals a preferred path for exchanges between the polar and tropical stratospheres. Using ERA-Interim wind and temperature reanalysis from ECMWF, we have established links between FrIAC occurrences and Rossby wave activity. There is evidence that FrIACs can exist if no major sudden stratospheric warming occurs during the polar vortex phase and their development seems favorable if the tropical quasi-biennial oscillation is in the easterly phase.

Citation: Thiéblemont, R., N. Huret, Y. J. Orsolini, A. Hauchecorne, and M.-A. Drouin (2011), Frozen-in anticyclones occurring in polar Northern Hemisphere during springtime: Characterization, occurrence and link with quasi-biennial oscillation, *J. Geophys. Res.*, 116, D20110, doi:10.1029/2011JD016042.

1. Introduction

[2] The ozone budget at high latitudes depends critically on the balance between transport and chemical (in gaseous or heterogeneous phase) processes. Tropical air slowly ascends in the upward branch of the Brewer-Dobson circulation and remains to some extent isolated from higher latitudes. However, many observations have revealed much faster transport out of the tropics and midlatitudes [Ray *et al.*, 1999; Waugh, 1996] with different amplitudes depending on the season [Hoor *et al.*, 2002]. The persistence of these intrusions at polar latitudes during winter leads to the development of low ozone pockets (LOPs) [Manney *et al.*, 1995; Harvey *et al.*,

2008]. There is great interest in improving our understanding of how and where air masses are transported from the tropics to higher latitudes much more rapidly than predicted by the Brewer-Dobson circulation process. Such fast transport of chemical compounds could have great impact on the stratospheric ozone budget at high latitudes [Lahoz *et al.*, 2007].

[3] The Arctic polar vortex breakdown during the final warming marks the onset of a westward summer circulation. However, air masses mix rather slowly in the summer stratosphere, and long-lived winter vortex remnants [Durry and Hauchecorne, 2005], tropical intrusions to high latitudes [Huret *et al.*, 2006], and “frozen-in” anticyclones [Manney *et al.*, 2006b] have been reported. Using the SLIMCAT chemical transport model, Orsolini [2001] showed that vortex air masses remain in the summer polar stratosphere until August but stated that additional measurements are required to confirm this finding. Using satellite measurements of N₂O from the Earth Observing System Microwave Limb Sounder (EOS-MLS), Manney *et al.* [2006b] revealed residual polar vortex air masses that were well identified spatially until at least mid-July in 2005 which

¹Laboratoire de Physique et Chimie de l'Environnement et de l'Espace/CNRS, Université d'Orléans, Orléans, France.

²Norwegian Institute for Air Research, Kjeller, Norway.

³Laboratoire Atmosphères, Milieux, Observations Spatiales, Guyancourt, France.

partly confirmed the calculations by *Orsolini* [2001]. They also identified long-lived “frozen-in” anticyclones (hereinafter referred as FrIACs) circling the pole, and originating from lower latitudes. *Lahoz et al.* [2007] presented a new picture of the spring and summer polar stratosphere using along-track measurements by the MIPAS instrument onboard the ENVISAT satellite. They further identified FrIACs in CH₄ MIPAS data for the year 2003. The paper of *Allen et al.* [2011] investigates the 2005 FrIAC case. They used a hierarchy of 2D (isentropic) and 3D models in order to describe and understand the evolution of FrIACs. These studies have improved our knowledge of dynamical conditions in the polar region during spring and summer and addressed the following question: “how common are FrIAC occurrences?”. Besides this question of their occurrence, the processes responsible for such events have been investigated in the present paper.

[4] This study focuses on FrIAC occurrences and inter-annual variability to examine the processes driving such events. We use satellite data obtained by the Microwave Limb Sounder (MLS, V2.2) instrument from 2005 to 2009. We also perform simulations with the potential vorticity contour advection model “Modèle Isentropique de transport Méso-échelle de l’Ozone Stratosphérique par Advection” (MIMOSA) [*Hauchecorne et al.*, 2002] for the 850 K surface (~31 km), over the 2000–2009 period to build a climatology of FrIACs. The simulations have been performed using the horizontal winds, pressure and temperature fields provided by the ERA-Interim reanalysis [*Dee et al.*, 2011] from the European Center for Medium-Range Weather Forecast (ECMWF).

[5] Section 2 of the paper is dedicated to describing the tools used in this study. In Section 3, a new FrIAC event occurring in spring 2007 is reported and characterized. The dynamical state of the stratosphere as well as its evolution during springtime is compared for the three years with FrIAC events (2003, 2005 and 2007). Section 4 is devoted to the identification of the favorable dynamical conditions for the development of FrIACs: i) Rossby wave activity, ii) the occurrence of sudden stratospheric warmings, and iii) the phase of the quasi-biennial oscillation (QBO) in the tropical region. Finally, in Section 5 we summarize our analysis highlighting processes responsible for the FrIAC occurrences.

2. Tools

2.1. Chemical and Temperature Data From EOS MLS Instrument

[6] The MLS instrument onboard the Earth Observing System (EOS) Aura satellite observes the millimeter and sub-millimeter thermal emissions from the limb of the Earth’s atmosphere. Detailed information about the measurement technique, the spectral bands observed and the target molecules can be found in the work of *Waters et al.* [2006]. MLS measurements of the middle stratosphere have a ~3–4 km (depending on the species) vertical resolution which becomes poorer (>6 km) in the upper stratosphere/lower mesosphere. The precision varies typically ranging from 0.03 ppm by volume (hereinafter ppmv) and 25 parts per billion by volume (hereinafter ppbv) at 100 hPa to 0.3 ppmv and 16 ppbv at ~1 hPa for O₃ and N₂O

respectively [*Froidevaux et al.*, 2008; *Lambert et al.*, 2007]. The measurements of H₂O volume mixing ratio and temperature have a precision equal to 0.3 ppmv and 2.5 K respectively on the 100–0.1 hPa vertical range [*Lambert et al.*, 2007; *Schwartz et al.*, 2008]. The publicly available version 2.2 MLS measurements were used in this study. The data were filtered to select only measurements with values of status even, quality >1.0, convergence <1.5, and positive precision. These flags are provided in the “EOS MLS Level 2 data quality and description document” available for V2.2 [*Livesey et al.*, 2007].

[7] The MLS temperature measurements were used to provide interpolated data profiles on isentropic surfaces by fitting a spline function to the measurements. Along-track measurements on isentropic surface were then linearly interpolated onto a regular grid with an elementary square of 3°/3° resolution in longitude/latitude.

2.2. MIMOSA

[8] In order to perform MIMOSA simulations, we used the ERA-Interim reanalysis [*Dee et al.*, 2011] from the ECMWF model. ERA-Interim is the latest ECMWF reanalysis which is based on version Cy31r2 of the model with a spectral truncation of T255L corresponding to a resolution of 0.7° in latitude and longitude. ERA-Interim fields are provided over the whole period from 1989 to the present onto 37 pressure levels from 1000 hPa to 1 hPa or 60 model levels from 1000 hPa to 0.1 hPa. For this study, we used the ERA-Interim 37 pressure level outputs with a vertical resolution of 3 km approximately in the stratosphere. More details on ERA-Interim reanalysis are available in the paper of *Dee et al.* [2011].

[9] Potential vorticity (PV) maps have been calculated using the MIMOSA contour advection model [*Hauchecorne et al.*, 2002]. This model performs high resolution advection calculations based on the ECMWF analyzed wind, pressure and temperature fields to provide PV fields on isentropic surfaces. MIMOSA initially computes the PV field using the ERA-Interim analysis at a resolution of 1.125° in latitude and longitude (T106) which is vertically interpolated on an isentropic surface. This field is then interpolated on the original x-y grid centered on the North Pole with a horizontal resolution of 37 × 37 km (three grid points/degree) and advected with a time step of one hour.

[10] To preserve the homogeneity of the field, a regrid-ding of the PV field on the original grid is made every 6 h. The information on diabatic changes in the PV field at large scales can be extracted from the ERA-Interim fields. In the MIMOSA model this is done by applying to the advected field a relaxation toward the ERA-Interim PV field calculations every ten days. This technique allows MIMOSA to run continuously over periods of several months in order to follow the evolution of dynamical barriers and fine scale structures such as vortex remnants and tropical intrusions [*Orsolini*, 2001; *Marchand et al.*, 2003; *Huret et al.*, 2006].

[11] A series of ten runs has been performed with the MIMOSA model at the 850 K (~31 km, ~10 hPa) isentropic surface for the whole period 2000–2009. A long-time run of eight months starting the 1st January has been performed for every year. The results obtained in this way have been used to investigate in detail the dynamical conditions associated with FrIAC and tropical intrusion events occurring in winter

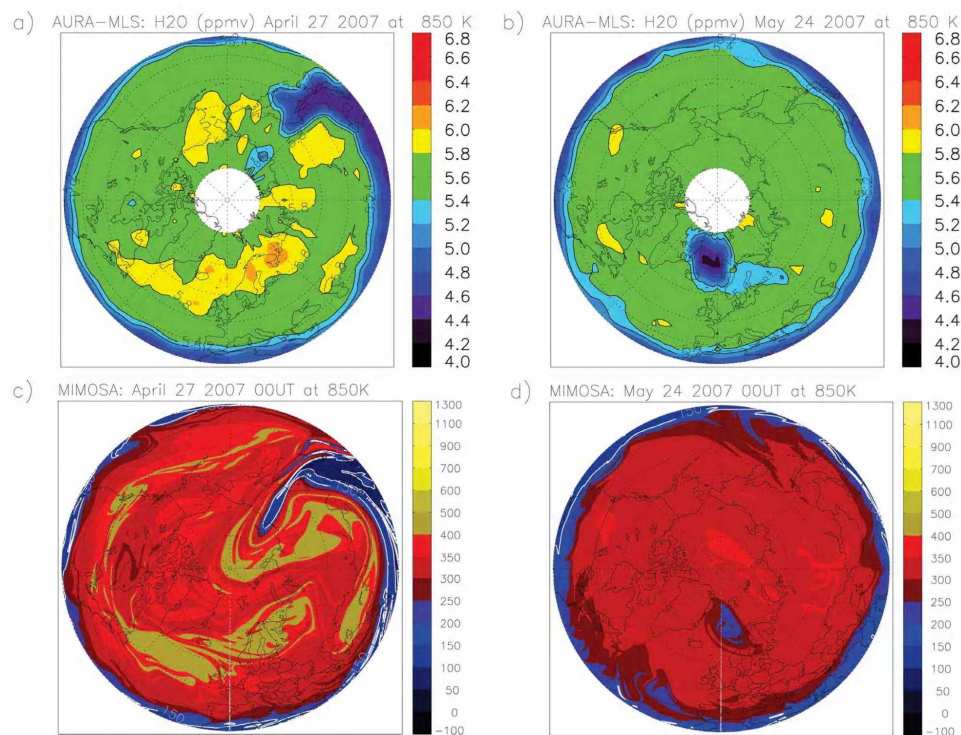


Figure 1. (a, b) Isocontours of water vapor mixing ratio (ppmv) from the MLS instrument interpolated on the 850K isentropic surface and (c, d) potential vorticity maps simulated by MIMOSA model. Figures 1a and 1c show 27 April 2007 during the intrusion leading to the FrIAC. Figures 1b and 1d show 24 May 2007 when the FrIAC is trapped at high latitudes. In Figure 1 and in remaining figures, potential vorticity is plotted in pvu ($10^{-6} \text{ km}^2 \text{ kg}^{-1} \text{ s}^{-1}$).

and spring. In addition, zonal wind, meridional wind and temperature fields from the ERA-Interim reanalysis have been used to establish a climatology of the Northern Hemisphere heat fluxes and zonal wind conditions over the last decade. This climatology allowed us to improve the overall understanding of dynamical conditions responsible of FrIAC occurrences.

3. Recent FrIAC Episodes

[12] MIMOSA simulations and satellite measurements from MLS over the years 2005 to 2009 have been used to study FrIAC events. During this period a new case has been highlighted during spring 2007.

3.1. The New FrIAC Event on 2007

[13] Figure 1 shows a polar projection of the H_2O mixing ratio from the MLS measurements during the first stage of this FrIAC event (27 April 2007, Figure 1a), when the tropical intrusion was under development, and at a later

stage when the tropical air mass was circling around the polar region (the 24 May 2007, Figure 1b). At the latter stage, the FrIAC was a well defined dynamical structure relatively isolated from the surrounding air. It was trapped in the easterly circulation above 70°N north, and persisted until the beginning of July 2007. We have compared the 850K isentropic surface H_2O mixing ratio measurements from the MLS instrument to PV maps from the MIMOSA model. Comparisons of the H_2O mixing ratio and the PV fields lead us to accept the MIMOSA model as a valid means of representing the evolution of this structure.

[14] Table 1 summarizes the main characteristic of this 2007 event, as well as the 2005 event described by *Manney et al.* [2006b] and the 2003 event [*Lahoz et al.*, 2007]. The duration of the 2003 event was roughly of one and a half months whereas the 2007 event lasted more than 2 months, and the 2005 event more than four months. These FrIAC lifetimes are based on tracer measurements. We report also typical values of potential vorticity on the 850K surface in the core of the FrIAC and in the surrounding air while

Table 1. Main Characteristics of 2003, 2005 and 2007 FrIAC Events

	2003	2005	2007
Intrusion	April 15th	March 27th	April 27th
End	Late May	Mid August	Early July
PV (pvu), Minimum in the FrIAC	150	54	80
PV (pvu), Surrounding the FrIAC	350	370	350
References	<i>Lahoz et al.</i> [2007]	<i>Manney et al.</i> [2006b]	This paper

FrIACs remained in the polar region. For the 2005 and 2007 events the characteristic values of PV are quite similar for the core of the FrIAC as well as for the surrounding air masses. The 2003 event appears to have been the least intense as its minimum in PV was the shallowest and its duration the shortest (Table 1). This relatively lower PV value suggests an intrusion originating from the border between the subtropics and midlatitudes in the Northern Hemisphere which consequently persisted only for a few weeks.

[15] A comparison of the 2005 and 2007 FrIAC trajectories when they were located at latitudes higher than 60°N is shown in Figure 2. Their location can be followed based on the location of the maximum value of the N₂O mixing ratio in the core of the FrIAC at 10 hPa. The 2007 event from 28 April to 30 June was located approximately at 70°N, with four rotations occurring during two months before it disappeared. For the 2005 event the trajectory of the FrIAC core was more northward at approximately 70–80°N, with seven rotations around the pole occurring during four and a half months. From the tropical intrusion (29 March 2005) to mid-April, the FrIAC was in its “spin-up phase” [Allen et al., 2011] associated with the period before the shift from winter westerlies to summer easterlies that occurred during the final stratospheric warming (FSW). The FrIAC

was then advected by westerlies (until 13 April 2005) before it was trapped in the easterly regime. This phase did not occur for the FrIAC event in 2007, which was directly advected by the summer easterlies after its intrusion.

[16] To investigate the vertical structure of both FrIAC events (2005 and 2007) we have selected the vertical profiles of N₂O, H₂O and O₃ within FrIAC cores as they circle around the globe. The criterion applied to select the points was based on the maximum value of the N₂O mixing ratio at each MLS level 100.0, 68.1, 46.4, 31.6, 21.5, 14.5, 10.0, 6.8 and 4.6 hPa northward of 60°N. Then we could follow the vertical evolution of the different species in Figure 3 as a function of time along the FrIAC tracks. The N₂O 140 ppbv and 180 ppbv isocontours are marked by the black solid and dashed lines respectively. The vertical extent of both episodes in their initial stages is similar extending over the [21.5–7] hPa pressure range in 2007 (Figures 3a, 3b, and 3c) and the [21.5–5] hPa pressure range in 2005 (Figures 3d, 3e, and 3f). Although the FrIAC signatures seem extended down to 21.5 hPa in the Figure 3, we have chosen this limit which corresponds to the lowest MLS level where the FrIACs are detected. Below this limit, the selected points depict the maximum of N₂O northward of 60°N which do not correspond to the FrIAC anomalies.

[17] The vertical N₂O profiles (Figures 3a and 3d) reveal a similar behavior of both FrIACs with altitude. The vertical extent of the FrIACs appears to decrease with time while keeping their strongest signature at 10 hPa and 14 hPa in 2007 and 2005 respectively depicted by the 180 N₂O ppbv isocontours. In their recent paper, Allen et al. [2011] highlight two dynamical phases of the evolution of the 2005 FrIAC following the “spin-up phase.” During the “anticyclonic phase,” the FrIAC is trapped in the developing summer easterlies (April–May) and seems resistant to the weak vertical wind shear. In late May, the dynamical signature of the anticyclone decays due to diabatic processes exposing the tracer anomaly to the horizontal and vertical wind shear during the “shearing phase.” This late phase is characterized by the vertical tilt of the FrIAC. The “shearing

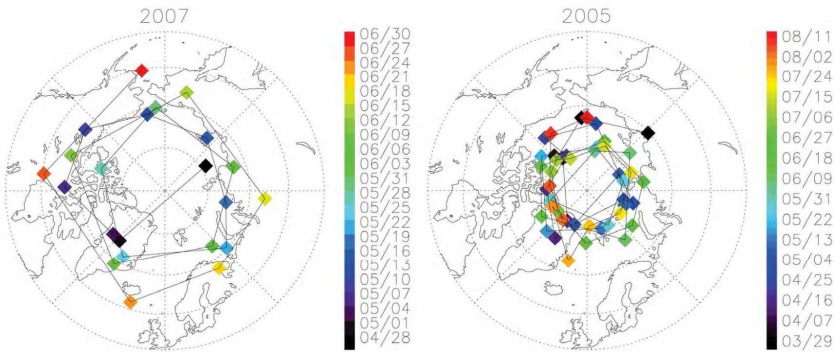


Figure 2. Paths of the core of FrIACs in (left) 2007 and (right) 2005 at 10 hPa. The FrIAC core is where the maximum value of the N₂O mixing ratio is located, based on EOS-MLS observations. The color code corresponds to the dates (format MM/DD) associated with the FrIAC locations. Black (red) square corresponds to the start (finish) of the FrIAC trajectories, respectively.

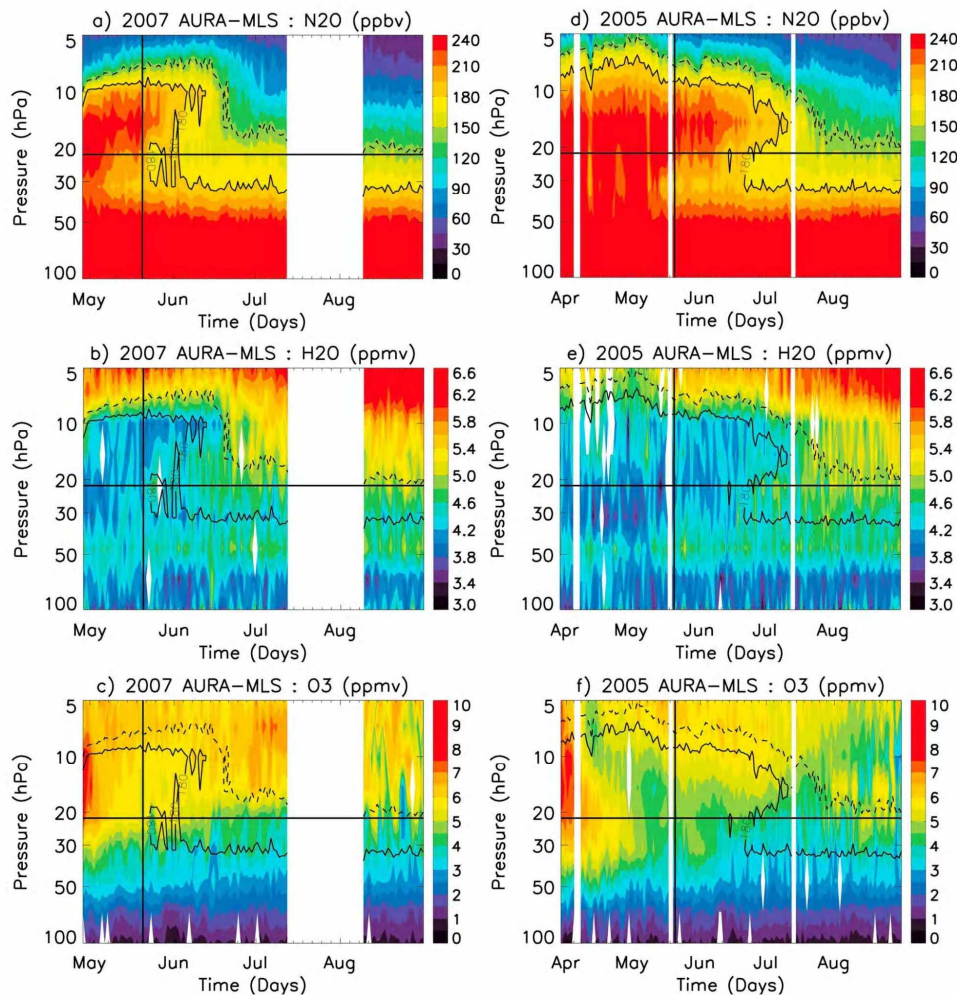


Figure 3. Time evolution of vertical profiles of N_2O , H_2O and O_3 volume mixing ratios inside the FrIAC cores in (a, b, c) 2007 and (d, e, f) 2005 obtained from the AURA-MLS instrument. The daily vertical profiles were selected using the criterion of maximum mixing ratio of N_2O northward of 60°N for each MLS pressure level in the range [100–5] hPa. The black and dashed isocontours displayed on each figure correspond to 180 ppbv and 140 ppbv N_2O respectively. The vertical black solid line corresponds to the transition between the “anticyclonic phase” and the “shearing phase,” in 2007 and 2005. The horizontal black solid line depicts the lowest MLS level where the FrIACs have been detected (21.5 hPa). White areas indicate a lack of data.

phase,” corresponding to the period after the vertical solid line (Figures 3a and 3d), appears in the N_2O isocontours as a progressive decrease in the vertical extent from 21.5 hPa in late May to 10 hPa (2007) and 14 hPa (2005). In 2007, the tropical intrusion leading to the FrIAC occurred one month

later than in 2005. As a consequence, the “anticyclonic phase,” corresponding to the period before the vertical solid line (Figure 3a), was shorter ending in late May as it did in 2005 (Figure 3d). The close timing of transition between the “anticyclonic phase” and the “shearing phase” support the

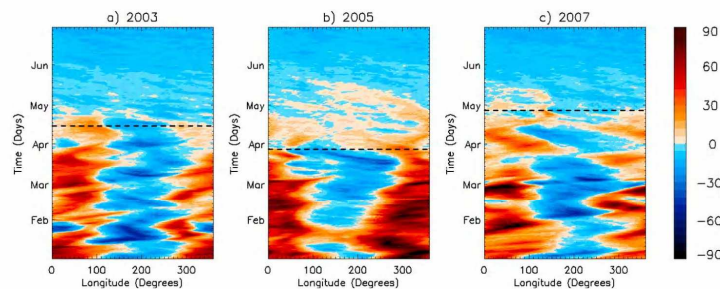


Figure 4. Hovmöller diagrams (longitude VS time) of zonal wind fields at 49.5°N from ERA-Interim reanalysis interpolated on the 850K isentropic surface for (a) 2003, (b) 2005 and (c) 2007. The color code ranges from dark blue (strong easterlies) to dark red (strong westerlies). The black dashed line corresponds to the FrIAC intrusion date.

dynamical arguments put forward by *Allen et al.* [2011] about the timescales of radiative damping.

[18] However, the duration of the “shearing phase” is very different between the two cases. Examination of the persistence of the N_2O and H_2O anomalies reveals that the “shearing phase” lasted one and an half months longer in 2005 than in 2007. Several additional investigations would be needed to improve our understanding of such variability. In particular, it would be interesting to investigate in more detail the link between the tilt of the FrIAC caused by the wind shear and the associated mixing processes.

[19] Both the 140 ppbv and 180 ppbv N_2O isocontours have been overlaid on the H_2O and O_3 time evolution in the core of the FrIACs. The tropical low H_2O mixing ratio of 5 ppmv corresponds approximately to the 140 ppbv N_2O FrIAC signal (dashed isocontour). Note that for the 2005 case the H_2O 5 ppmv signal persisted until the end of August. The 4.2–4.4 ppmv H_2O mixing ratio signal corresponds to the 180 ppbv N_2O signal (black isocontour).

[20] Regarding O_3 , the tropical high values observed of greater than 7 ppmv at the beginning of the FrIAC events disappear very quickly (in a few days) compared to N_2O and H_2O tracer signals. This high ozone mixing ratio signal in the FrIAC cases (Figures 3c and 3f) also appear in approximately the same range of pressure [21.5–7] hPa as for the passive tracers. Immediately after the FrIAC intrusions, the decrease in ozone mixing ratio is faster in the uppermost levels, near 10 hPa, than in the lowest ones where the ozone signal decreases slowly, near 20 hPa. This mean that the FrIAC ozone signal durations depend more on the gaseous chemistry and the photochemistry than on mixing processes seen mainly on FrIAC tracers signals during the “shearing phase” in late-May. Further modeling investigations would be necessary to improve our understanding of specific chemistry inside the core of the FrIACs.

3.2. Dynamical Conditions During FrIAC Recent Episodes (2003, 2005, 2007)

[21] Zonal wind Hovmöller diagrams interpolated on the 850K isentropic surface (Figure 4) show the dynamical evolution of the stratosphere at midlatitudes (49.5°N) from January to the end of July. The dashed black lines corre-

spond to the FrIAC intrusion dates. During the three periods of interest, the midlatitudes were dominated by the ridge/trough pair Aleutian High/Polar Vortex (zonal wave number 1) respectively seen by the alternation between the easterly circulation of the Aleutian High (hereafter AH) in the [100°E–280°E] sector and the westerly circulation of the polar vortex in the [280°E–100°E] sector. The persistence of the AH and the polar vortex suggests that the wave activity was maintained during the whole January/May period, alternating in time between strong and weak amplitudes. During 2003 and 2005, the signature of the AH/Polar Vortex in the zonal wind fields was still present when the FrIAC intrusions occurred before decreasing and turning to the weak summer easterly circulation. This feature was weaker in 2007.

[22] Analysis of zonal winds and potential vorticity maps during the FrIAC intrusions reveal strong similarities as the Figure 5 suggests. MIMOSA PV isocontours and ERA-Interim zonal winds are shown at the 850 K isentropic surfaces when the tropical air mass reached the midlatitudes on the 13 April 2003 (Figures 5a and 5d), the 24 March 2005 (Figures 5b and 5e) and the 25 April 2007 (Figures 5c and 5f). Tropical/vortex air mass signatures have, respectively, low/high PV values represented in blue/yellow. At the time of the intrusions, the polar vortex had already broken up, following the onset of the final warming, and the associated remnants were spread over the Northern Hemisphere. The PV maps show episodes of Rossby waves breaking in the midlatitude “surf zone” [*McIntyre and Palmer*, 1983, 1984] when the tropical intrusions occurred, depicted by the inversion of the latitudinal PV gradient [*Baldwin and Holton*, 1988; *Hitchman and Huesmann*, 2007] located in the ranges [135°E–145°E, 40°N–60°N], [45°E–90°E, 25°N–60°N] and [135°E–170°E, 30°N–60°N] for the 2003 (Figure 5a), 2005 (Figure 5b) and 2007 (Figure 5c) cases respectively.

[23] In 2003 (Figure 5a), the vortex remnants with a PV value higher than 400 pvu were located over Eurasia and North Atlantic. Relatively low PV values were located mainly southward of 30°N and an anomaly of low PV can be seen centered on [180°E, 55°N] corresponding to tropical air masses trapped into the AH a few days earlier. The tropical air intrusion started to develop above east Africa, just

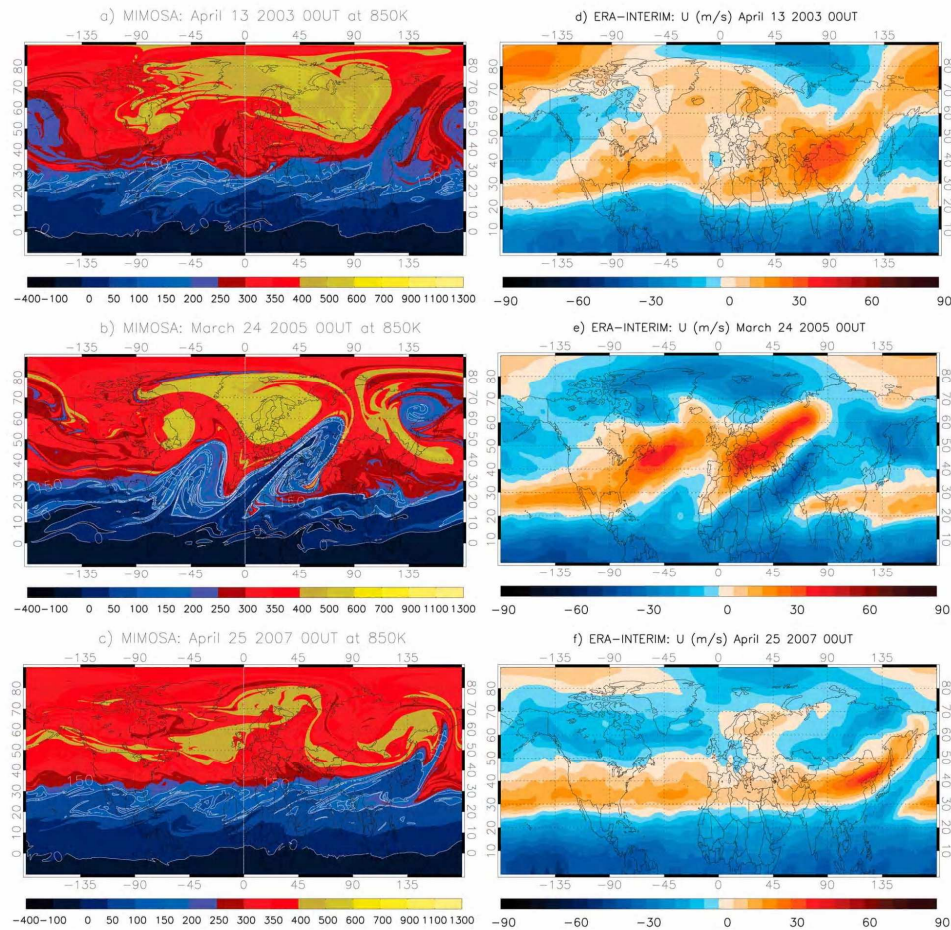


Figure 5. (a, b, c) Northern Hemisphere maps of PV isocontours calculated using the MIMOSA model and (d, e, f) zonal winds from the ERA-interim reanalysis during the FrIAC intrusions on the 850 K isentropic surface in (top) 2003, (middle) 2005 and (bottom) 2007.

southward of the main vortex remnant, and on April 13th is seen to have been advected to the North Pole between the polar vortex and the AH near 120°E at midlatitudes.

[24] The tropical intrusion in 2007 (Figure 5c) was similar to the 2003 event following the same trajectory and occurring approximately at the same time period. However, it can be seen that the vortex remnants were thinner and the residues of tropical air masses trapped into the AH did not appear. As occurred in the 2003 case, a stretched vortex remnant was located just Northward of the tropical intrusion [135°E, 40°N].

[25] In 2005, an early and strong final stratospheric warming [Manney *et al.*, 2006a] occurred in mid-March (see section 4.1). This warming was characterized by the dis-

placement of the polar vortex toward midlatitudes, and was followed by a deep tropical intrusion trapped at polar latitudes and the break up of the polar vortex. The anticyclone corresponding to the intrusion is located at 135°E and 65°N in the PV map of the 24 March (Figure 5b). At the same time, two deep tropical intrusions developed at midlatitudes southward of the main vortex remnants. The intrusion starting above Africa merged with the anticyclone already present leading to the FrIAC development. The other tropical intrusion, above the Atlantic Ocean, remained confined at midlatitudes before dispersing a few days later.

[26] Comparison with the Hovmöller diagrams of zonal winds at 49.5°N (Figure 4) shows that the zero zonal wind lines oscillating around 100°E correspond roughly to the

D20110

THIÉBLEMONT ET AL.: FRIAC OCCURRENCES IN ARCTIC STRATOSPHERE

D20110

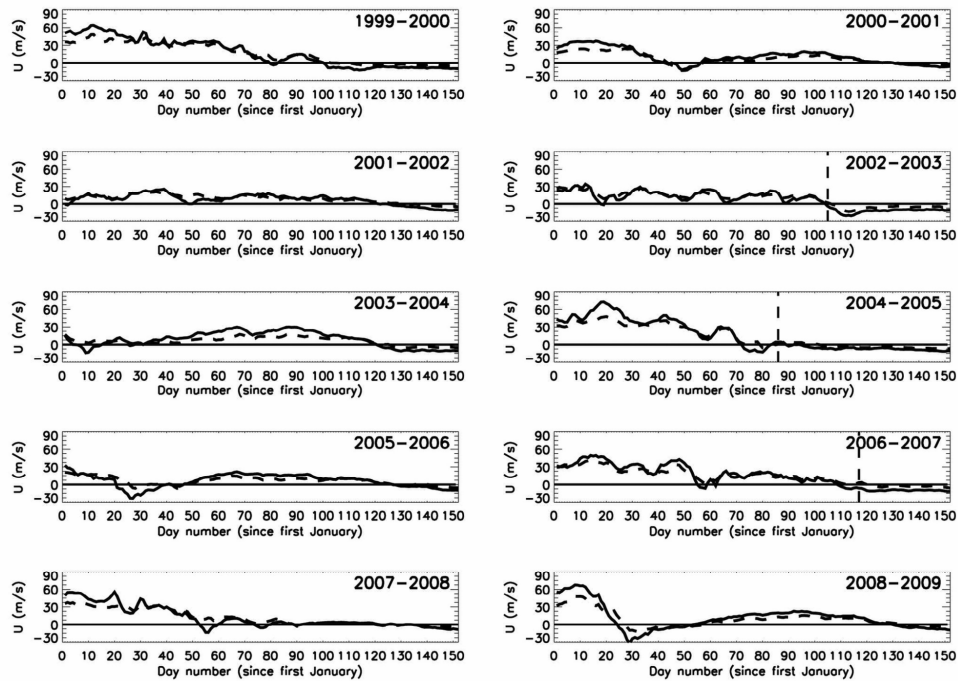


Figure 6. Zonal-mean zonal wind from ERA-interim reanalysis at 60°N and 10 hPa (solid black line) and 30 hPa (dashed black line) during the period January/May periods from 2000 to 2009. The vertical black dashed lines correspond to the FrIAC intrusion dates.

tropical intrusion locations seen in PV maps at midlatitudes (Figure 5). This region has been previously identified by *Harvey and Hitchman* [1996] as the preferred location for exchanges from the subtropics to the extratropics at the west edge of the AH. The PV maps also reveal that the southward displacement of the vortex remnants at midlatitudes seems to be a necessary condition leading to the growth of the tropical intrusion located just southward.

[27] The zonal circulation can be divided into three separated regions (Figures 5d, 5e, and 5f). The inter-tropical zone which, in each case, was driven by the easterly phase of the quasi-biennial oscillation from 0° to 30°N; the mid-latitude “belt” from 30°N to 55°N dominated by a westerly flow that has been previously reported by *Waugh* [1996] as a necessary condition for intrusion toward the pole; and the polar region which started to reverse toward the easterly summer regime. The meridional gradient of zonal wind between tropical and midlatitudes was strong, suggesting a region of intense horizontal shearing. In the region where the vortex remnants were mainly located, a strong cyclonic cell appeared a few days before the tropical intrusion. During the growth of the intrusion southward of the remnants, an anticyclonic cell developed, with the zero zonal wind line centered on the trajectory of the tropical intrusion. Comparing this cell between the 2003, 2005 and 2007

events shows that the intensity of the tropical intrusion seems to depend on the horizontal zonal wind shear. The stronger the anticyclonic cell, and the more intense the shearing, the more likely is tropical air to be transported poleward from low latitudes.

[28] After having characterized the dynamical conditions during several observed FrIAC events, we investigate in more details the entire last decade to understand why such events do or do not develop.

4. Climatological Occurrences of FrIACs: The Role of Stratospheric Warmings and the Quasi-Biennial Oscillation

4.1. Link With Major Sudden Stratospheric Warmings

[29] Major sudden stratospheric warmings (SSWs) occur when the zonal westerly circulation at 60°N and 10 hPa reverses to easterly (WMO, 2007). The evolution of the mean zonal winds at 60°N and 10 hPa (30 hPa), solid (dashed) line respectively, are shown in Figure 6 for the last decade. The FrIAC intrusion dates are again indicated by the vertical black dashed line. Three cases of SSW appeared during the following northern winters: 2000–2001 (Julian days 45 to 55), 2005–2006 (Julian days 20 to 37) and 2008–

D20110

THIÉBLEMONT ET AL.: FRIAC OCCURRENCES IN ARCTIC STRATOSPHERE

D20110

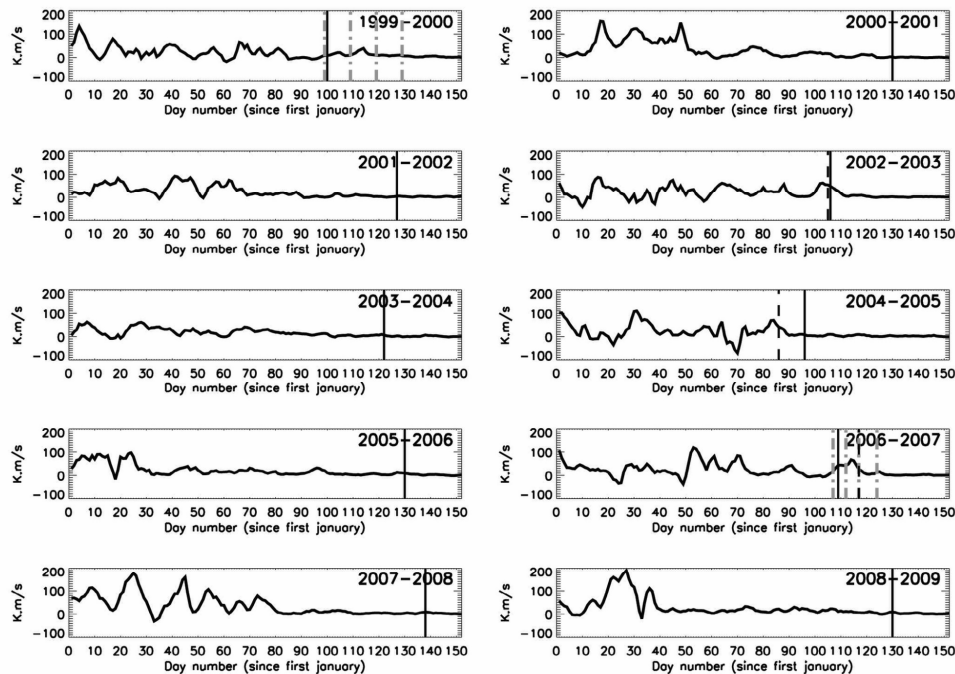


Figure 7. Zonal-mean meridional eddy heat flux (in K m s^{-1}) averaged on the latitude band $[45,55]^\circ\text{N}$ at 30 hPa calculated from ERA-Interim reanalysis during the January–May periods from 2000 to 2009. Black solid (dashed) lines correspond to the reversal of the zonal-mean zonal wind to easterlies at 30 hPa (FrlAC intrusion). Grey dashed-dotted lines correspond to the dates of the maps in Figures 8a, 8b, 8c, and 8d (2007) and Figures 9a, 9b, 9c, and 9d (2000).

2009 (Julian days 23 to 50). They are also characterized by the temporary reversal of the zonal circulation from westerlies to easterlies at 30 hPa, underlying the strong intensity of the SSW. They were then followed by the recovery of a weak undisturbed polar vortex. During the 2001–2002 and 2003–2004 winters, an early SSW occurs before the Julian day 0 and at the Julian days 4 to 14 respectively. The 2007–2008 winter shows a strong westerly circulation weakened by a late SSW (Julian days 52 to 60), which prevented the recovery of the vortex. The winters described previously (2000–2001, 2001–2002, 2003–2004, 2005–2006, 2007–2008 and 2008–2009) are characterized by a slow transition to summer easterlies during a late final warming which occurred in early May (after Julian day 120).

[30] On the other hand, the 1999–2000, 2002–2003, 2004–2005 and 2006–2007 winters show common features, with a strong and disturbed polar vortex which decreased progressively until an abrupt and early final warming occurred in mid-April (Julian day 105). In 2003, the first SSW occurred about day 18 characterized by the displacement of the polar vortex along the Greenwich meridian through midlatitudes. The polar vortex was then subject to strong oscillations between the mid and polar latitudes due

to the propagation of planetary waves (seen on MIMOSA outputs but not shown here). This is suggested by the intense fluctuations of the zonal mean zonal winds that occurred at 10 hPa and 60°N (Figure 6). However, the polar westerlies were maintained until the final warming when the FrlAC was pulled to polar latitudes. In 2005, a strong stratospheric warming occurred during the late winter/early spring, allowing the FrlAC intrusion. This strong SSW can be considered as a kind of precursor to the final warming which took place ten days later.

[31] In 2007, the polar night jet was weakened by a short SSW (Julian days 55 to 58) characterized by the displacement of the polar vortex over Northern Europe. In this case, the MIMOSA PV maps show that the vortex was not destroyed, allowing it to maintain high PV values as was the case in 2003.

[32] The propagation of planetary waves is investigated using the meridional eddy heat fluxes $\langle v'T' \rangle$ over the last decade at 30 hPa, and averaged over the $[45^\circ\text{N}–55^\circ\text{N}]$ latitude band (Figure 7). The link with the zonal-mean zonal winds at 10 hPa and 60°N (Figure 6) shows that following the deep SSWs during the 2000–2001, 2005–2006 and 2008–2009 winters, when the polar vortex recovered, the

D20110

THIÉBLEMONT ET AL.: FRIAC OCCURRENCES IN ARCTIC STRATOSPHERE

D20110

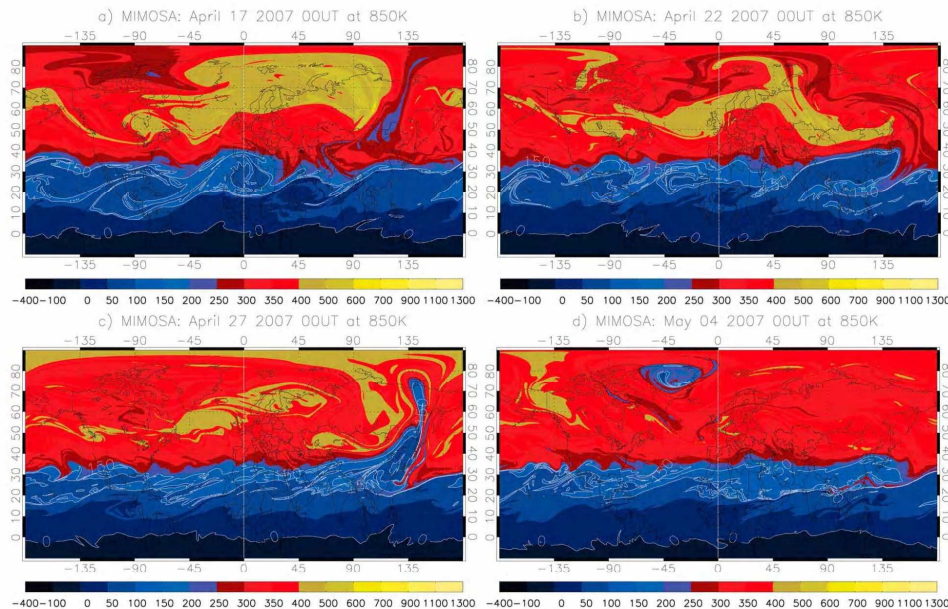


Figure 8. PV maps calculated using the MIMOSA model on the 850 K isentropic surface for spring 2007. Four dates are shown: (a) April 17th, (b) April 22nd, (c) April 27th and (d) May 4th 2007.

upward propagation of Rossby waves was inhibited after the Julian days 50, 30 and 40 respectively (Figure 7).

[33] Figure 6 shows that the 2001–2002, 2003–2004 and 2007–2008 winters are characterized by a weak and undisturbed polar night jet following the SSWs which occur around the Julian days 0, 10 and 55 respectively. In these years, first the decrease then the suppression of the upward heat flux occurs approximately 50 days before the final warming. Very weak heat fluxes during the final warming prevent the intrusion of tropical air masses.

[34] The years that include FrlACs events exhibit similar behavior in the heat flux. The planetary wave propagation is maintained during the entire period from January to the final warming, when a peak in heat flux is seen. These results are in good agreement with those depicted by the zonal wind's Hovmöller diagrams (Figure 4). The FrlAC intrusion occurs, in each case, soon after the last peak in the heat flux, suggesting sufficient wave activity to allow the tropical air mass to move toward the polar latitudes.

[35] During the last decade, several cases of major SSWs have been reported: in February 2001 [Jacobi *et al.*, 2003], January 2004 [Manney *et al.*, 2005; Liu *et al.*, 2009], January 2006 [Manney *et al.*, 2009], February 2008 [Coy *et al.*, 2009] and January 2009 [Manney *et al.*, 2009]. In particular, the last three cases have been studied by Orsolini *et al.* [2010] using the GOES-5 analysis. These latter shown that the shifting of the zonal wind phase to easterly during the SSW propagates downward and then removes the critical line, where the zonal mean zonal winds is equal to zero, in the

lower stratospheric layers. This leads to the inhibition of the upward propagation of planetary waves [Tomikawa, 2010] which play a crucial role on the mechanisms that operate during FrlAC events. The three cases of FrlACs recorded during the last decade show similar winter dynamical conditions, viz. absence of a major SSW and preservation of planetary wave activity until the FSW. In spite of these propitious conditions during the 1999–2000 winter, a FrlAC intrusion did not occur. We now propose to investigate in detail for 2006–2007 the necessary conditions for a FrlAC event to occur and to compare them to the conditions in 1999–2000 around the period of the FSW.

4.2. Comparison of 2007 and 2000 Conditions

[36] Four stages of the final warming between the 17 April and 4 May 2007 identified using 850K PV maps are shown Figure 8 with the associated ERA-Interim zonal mean eddy heat fluxes at 30 hPa in the [45°N–55°N] latitude range in 2006–2007 (Figure 7). The gray vertical dashed-dotted lines in Figure 7 correspond to the dates of the four stages (Figure 8) and the vertical solid line depicts the date of the final warming as before.

[37] On the 17 April 2007 (Figure 8a), the polar vortex (in green/yellow) started to be irreversibly distorted into thin filaments spreading at midlatitudes over North America and North East Asia. At this stage, the heat flux in 2006–2007 (Julian day 107, Figure 7) started to increase sharply leading to the weakening of the polar vortex.

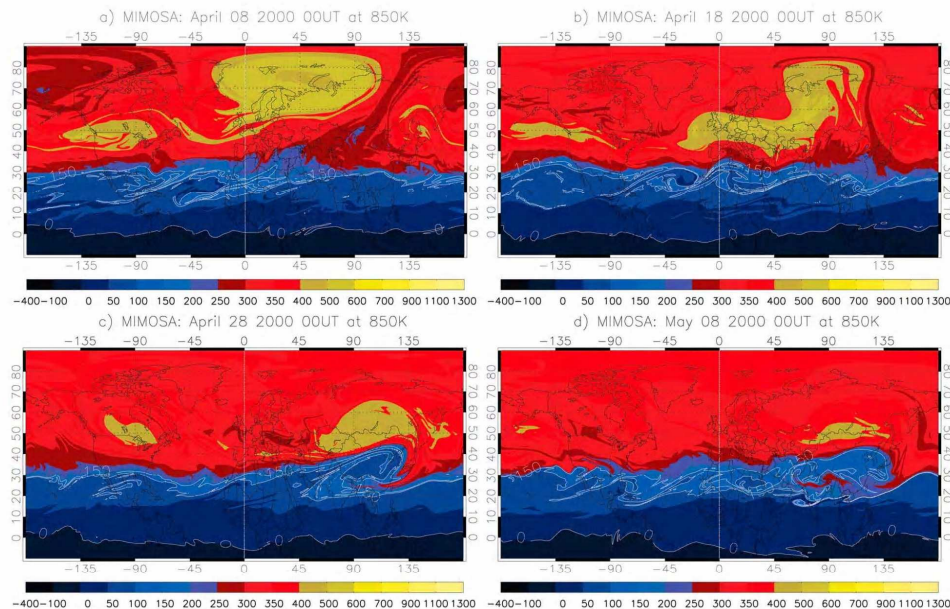


Figure 9. PV maps calculated using the MIMOSA model on 850 K isentropic surface for spring 2000. Four dates are shown: (a) April 8th, (b) April 18th, (c) April 28th and (d) May 8th 2000.

[38] By the 22 April 2007 (Figure 8b), the polar vortex had been displaced toward midlatitudes, and it then broke up into high PV remnants due to the strong planetary wave activity. The associated heat flux (Julian day 112, Figure 7) increased to 40 k m s^{-1} . A high PV remnant which included a strong cyclonic cell (not shown) was located above Mongolia. Midlatitude planetary-wave breaking began in the weak zonal wind region (southward of the “westerly belt”), depicted by the meridional PV gradient inversion located around $[30^\circ\text{N}; 135^\circ\text{E}]$ (Figure 8b). It allowed the advection of a tropical air mass (low PV) southward of the vortex remnants to form the dipolar PV cell centered around $[120^\circ\text{E}, 40^\circ\text{N}]$.

[39] On the 27 April 2007 (Figure 8c), the tropical intrusion quickly advected to polar latitudes in a thin filament along with the northward vortex remnants over the pole. At this date, the heat flux sharply decreased characterizing the end of the winter planetary wave episode. Two days earlier, the heat flux in 2006–2007 (Figure 7) reached its maximum higher than 60 k m s^{-1} , which correlated with the onset of the tropical intrusion (Figure 5c) toward polar latitudes by the 25 April 2007.

[40] By the 4 May 2007 (Figure 8d), the FrIAC was located at polar latitudes and advected with the summer easterlies; the high PV vortex remnants had dissipated and the heat flux increased a final time before falling to 0 k m s^{-1} , thus showing that planetary waves could not propagate further in the summer easterlies.

[41] In order to improve our understanding of the mechanisms behind the FrIAC formation, northern spring

2000 has been investigated in the same way (Figures 9 and 7). On the 8 April, 2000 (Figure 9a), the polar vortex was located over Northern Europe and started to be weakened by erosion into thin filaments advected at midlatitudes. These PV contours are similar to the first map (Figure 8a) of the 2006–2007 event. At the same time, the heat flux started to increase. Before the 18 April 2000 (Figure 9b) the vortex had been displaced to midlatitudes corresponding to the first peak in the heat flux at the Julian day 105 (1999–2000, Figure 7) and was then distorted into a major remnant located over Europe and West Asia.

[42] Five days later, when the maximum in heat flux was reached (1999–2000, Figure 7), the remnant was separated into two lobes and a wave breaking event started (not shown). Then a lobe is advected over North America, while the other remained over the Himalayan Chain (Figure 9c) while a precursor of tropical intrusion developed southward forming the dipolar PV cell.

[43] On the 28 April 2000, following the wave breaking event, the heat flux (1999–2000, Figure 7), has decreased sharply. By the 8th of May, 2000 (Figure 9d), the stationary dipolar cell had considerably weakened, as seen in the decrease of the remnant area and the PV value as well as the intensity of the tropical air mass vorticity.

[44] The detailed comparison between these two cases enables us to establish the dynamical conditions and the chronology needed for the FrIAC intrusions. The planetary waves drive the tropical intrusion mechanisms as we have shown previously. If the wave activity still persists until the

D20110

THIÉBLEMONT ET AL.: FRIAC OCCURRENCES IN ARCTIC STRATOSPHERE

D20110

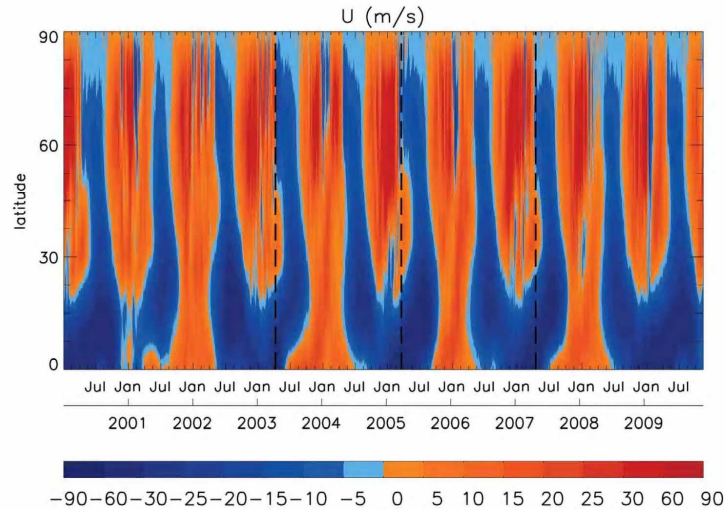


Figure 10. Zonal mean of the zonal wind from ERA-Interim reanalysis at 10 hPa as a function of time from January 2000 to January 2010 over the 0°N–90°N latitude range. Red color corresponds to westerly circulation and blue color to easterly circulation. The vertical black dashed line corresponds to the FRIAC intrusion dates.

final warming, then the FRIAC events can be initiated. The polar vortex, which starts to weaken, is displaced toward midlatitudes driven by the wave propagation. At this stage, the vortex breaks up into remnants of high PV values and leads to a strong horizontal shearing between the remnant westerlies and the tropical zonal flow. This favors the formation of a dipolar PV cell arising from the association of vortex remnants (poleward) trapped in a cyclonic circulation and a tropical air mass (equatorward) trapped in an anticyclonic circulation. Wave breaking events then occur in the vicinity of the anticyclone to homogenize the PV gradient. Such episodes inhibit the upward propagation of planetary waves as diagnosed in the heat flux fields. Subsequently, if the wave breaking is sufficiently strong, the tropical air mass is pulled poleward during the wave breaking episode as occurred for the 2006–2007 case, or else the dipolar cell persists a few days before finally weakening as occurred in the 1999–2000 case. Moreover, the zonal mean zonal wind and associated heat flux in 2000 (Figures 6 and 7) allow us to identify a short SSW around the Julian day 80 which is followed by the decrease of the heat flux before the onset of the FSW. This suggests that the late SSW during the spring 1999–2000 could be partly responsible for the weak wave activity preventing any tropical intrusion.

4.3. Is There a Link Between FRIACs and the Quasi-Biennial Oscillation Phase?

[45] The QBO plays a major role in the dynamical evolution of the middle stratosphere [Baldwin et al., 2001]. Several studies have been undertaken to establish a link between the phase of the QBO and its influence on the Northern polar stratosphere. Based on a statistical study of the 1962–1977

period, Holton and Tan [1980, 1982] pointed out the fact that the easterly phase of the QBO could facilitate the occurrence of a major SSW. They showed that during the easterly phase of the QBO, the stratospheric polar vortex is weaker, warmer, and more disturbed. They suggested that the QBO phase in the tropics modulates the effectiveness of the waveguide for the midlatitude planetary waves that propagate through the winter stratosphere. The Holton and Tan relationship (HT hereafter) has been since re-examined by several observational and modeling statistical studies that included external factors such as the solar activity or the influence of the upper stratosphere [Naito and Hirota, 1997; Gray et al., 2004; Lu et al., 2008; Naoe and Shibata, 2010]. It seems to be now generally assumed that the HT relationship between the temperature of the polar vortex and the QBO phase is verified. However, diagnostic analysis of the Eliassen–Palm flux does not show more poleward propagation in the midlatitude stratosphere as the HT mechanism suggests.

[46] The mean zonal wind at 10 hPa of the last decade from the equator to the North Pole is represented in Figure 10. The latitude band between 0°N and 25°N is driven by the QBO which is, at 10 hPa, in the westerly phase during the 2001–2002, 2003–2004, 2005–2006 and 2007–2008 winters and in the easterly phase during 1999–2000, 2002–2003, 2004–2005, 2006–2007 and 2008–2009 winters. For the 2000–2001 winter, the phase of the QBO at 10 hPa is not clearly defined.

[47] Northward of 25°N, the behavior of the zonally averaged zonal wind depicts the alternation between the eastward dynamical regime of the winter (polar vortex) stratosphere and the summer (anticyclone) stratosphere associated with easterlies. The major SSWs of 2000–2001,

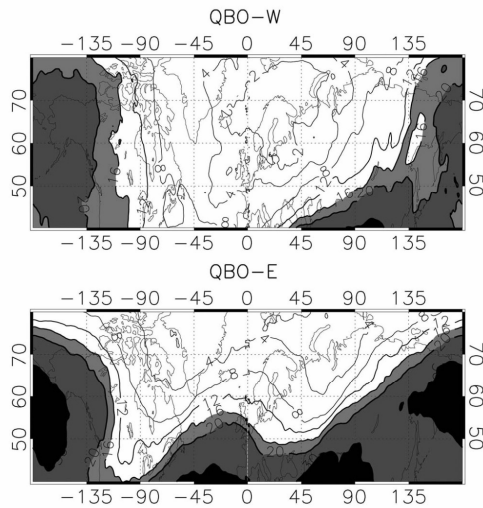


Figure 11. Frequency of occurrence (in percent) of air mass with PV lower than the zonal-mean PV at 30°N and 850 K during January/February for the QBO westerly phase (years 2002, 2004, 2006, 2008) on the top and the QBO easterly phase (years 2000, 2003, 2005, 2007, 2009) on bottom. Dark contours are for frequencies higher than 16%.

2003–2004, 2005–2006 and 2008–2009 winters are characterized by a robust reversal of the zonal circulation northward of 60°N for several weeks. Figure 10 shows that three of the four observed major SSWs occur under the westerly phase (2003–2004; 2005–2006) or during the transition phase (2001–2002) of the QBO which is not in good agreement with the HT statistical relationship but similar to the results of *Lu et al.* [2008], although we consider here only 10 years of data.

[48] The intrusions associated with FrIACs (vertical dashed line in Figure 10) in 2003, 2005 and 2007 occurred when the QBO was easterly in the [50–3] hPa, [40–1.5] hPa and [40–3] hPa ranges respectively, and, as seen previously, no deep SSW occurred during winter. The 1981–1982 and 1993–1994 FrIAC cases pointed out by *Manney et al.* [2006b] were accompanied by an easterly circulation at the tropics in the [100–5] hPa and [50–2] hPa ranges respectively. Hence, the five winters corresponding to known FrIAC events are characterized by an easterly QBO phase around 10 hPa.

[49] In addition, we have considered the occurrences of tropical intrusions during the last decade under both the easterly phase of the QBO (QBO-E) and the westerly phase of the QBO (QBO-W), and for the January/February (Figure 11) and March/April (Figure 12) periods. Using MIMOSA PV calculations, we have considered the frequency of occurrence (in percent) defined by PV values lower than the daily zonal mean PV at 30°N computed with MIMOSA results. The 2000–2001 winter was not taken into account because the QBO phase was undefined (Figure 10).

[50] The frequency of intrusions during the January/February period (Figure 11) shows that most tropical intrusions occur at the location of the AH anticyclone for both, QBO-W (top) and QBO-E (bottom) with a frequency higher than 20%. The minimum of tropical intrusion frequencies corresponds to the statistical main location of the polar vortex [*Harvey et al.*, 2002]. A secondary maximum corresponding to zonal wave number 2 was recorded over the Atlantic Ocean and corresponds to the region where intrusions occur under QBO-E conditions rather than QBO-W conditions. The maximum frequency of tropical intrusions reaches higher values (30%) for the QBO-E case than for the QBO-W case (20%). This suggests that the AH is extended more poleward and the vortex more equatorward along the prime meridian (top) under the QBO-W. Figure 11 suggests that during the January/February months over the last decade and under an easterly QBO, the number of tropical intrusions is higher than under a westerly QBO, underlining the intensification of the AH. Looking at the QBO-E conditions, two maxima appear above the East/North Asia and the West Europe. This correlation with the AH is mainly due to the trapping of the tropical air masses by the anticyclonic circulation which is the mechanism responsible for the formation of low ozone pockets during winter [*Harvey et al.*, 2008]. For a very deep tropical intrusion, the PV value is low and consequently, the tropical air mass maintains its PV signature several days into the AH. The tropical air masses trapped into the AH come from South West Asia where the second maximum appears. However, in this region, tropical air masses can either be quickly advected to high latitudes or, on the contrary, remain confined to low latitudes.

[51] The March/April period, corresponding to the Winter/Summer transition, is shown in Figure 12. The frequency of tropical intrusions globally is lower than for the January/

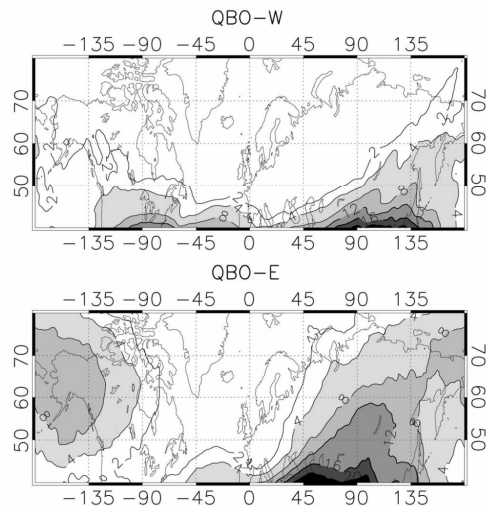


Figure 12. As for Figure 11 but for the March–April period. The shaded contours are higher than 4%.

February period. At the statistical main location of the AH, maximum value is not much higher than 8%. The frequencies are also higher for QBO-E conditions than for QBO-W. Near 40°N, the highest frequencies (greater than 4%) are distributed in the [135°W–180°E] ([45°W–180°E]) longitude range for the QBO-W (QBO-E) cases respectively. The maximum frequency location at 40°N previously identified (Figure 11) appears in the same longitudinal range for both QBO-W and QBO-E. This region which includes frequency values higher than 16% where the dipolar cells have been detected (Figures 8 and 9), is similarly located around 120°E for QBO-W and 80°E for QBO-E conditions. The QBO-E high frequency region shows that the tropical intrusions are more easily advected poleward than under QBO-W conditions.

[52] However, during the last decade, among the 4 major SSWs, 3 of them in 2003–2004, 2005–2006 and 2007–2008 occurred under QBO-W conditions. This fact should be considered when analyzing the diagrams of tropical intrusion frequency (Figures 11 and 12). The difference seen in the frequency values between the QBO-W (lower) and QBO-E (higher) could partly be attributed to the occurrence of SSWs which lead to the inhibition of planetary wave propagation necessary for tropical intrusions and FrIACs occurrences as we have shown in the section 4.1. We discuss now whether the phase of the QBO could be a significant factor in the occurrence of FrIACs events, in particular considering the wave breaking events.

[53] *Peters and Waugh* [1996] classified the poleward Rossby wave breaking in the upper troposphere/lower stratosphere into two types, following the classification of the equatorward Rossby wave breaking first introduced by *Thorncroft et al.* [1993]. Type 1 (P1) in which the intruded ridges tilt upstream into a thin filament before being advected cyclonically in a cyclonic shear zone, and type 2 (P2) in which the intruded air tilts downstream into a broad filament before it wraps up anticyclonically, in an anticyclonic shear zone. This classification has been established in order to explain the exchanges between the upper tropical troposphere and the lower polar stratosphere (around the 330-K surface). As has been suggested by *Knox and Harvey* [2005], breaking events would be modulated by the background zonal-mean zonal shear induced by the QBO.

[54] Following the argument of *Peters and Waugh* [1996] but for the mid stratosphere, the results show that FrIACs events would be favored by the easterly phase of the QBO, increasing the anticyclonic shear within the midlatitudes westerly belt. Figures 8 and 9 show that FrIACs are initially associated with a P2 breaking event characterized by a filament of low PV advected poleward which wraps up anticyclonically. Furthermore, the wave breaking events during FrIAC are located in an anticyclonic shear zone and near a region of weak zonal wind (see Hövmøller diagrams, Figure 4) in good agreement with the above studies [*Peters and Waugh*, 1996; *Knox and Harvey*, 2005].

5. Summary and Conclusions

[55] Using MLS satellite measurements we have highlighted a new case of FrIAC event in 2007 and compared it to the 2005 event [*Manney et al.*, 2006b]. Mixing ratio values of N₂O, H₂O and O₃ for the 2007 FrIAC are quite

similar to those of the 2005 event. However, the duration of the 2007 FrIAC, as diagnosed in long-lived species, is much shorter. The 2007 event arises from a tropical intrusion occurring one month later than in the 2005 case and under the summer polar easterlies. Therefore, the 2007 FrIAC is immediately trapped into the summer circulation during the “anticyclonic phase” before tilting in altitude, in a similar fashion to the 2005 case, in late-May. This phase named “shearing phase” is one and a half months shorter than in 2005 [*Allen et al.*, 2011]. Ozone mixing ratios in the core of the FrIACs rapidly decrease due to chemistry, ten days after the tropical intrusion. These results suggest that further modeling investigations and measurements are necessary to improve our understanding of FrIAC events. In particular, i) the specific chemistry associated with ozone inside the core of the FrIACs, ii) the causes for the different persistence of the FrIAC tracer signatures in 2005 and 2007. Improvements on the chemistry could lead to a better understanding of the ozone depletion associated with FrIACs which could influence the ozone budget in the same way that low ozone pockets do [*Harvey et al.*, 2008].

[56] FrIAC dynamical investigations have been performed for the 2003 [*Lahoz et al.*, 2007], 2005 [*Manney et al.*, 2006b] and 2007 (this study) cases. Using MIMOSA PV calculations and ERA-Interim temperature and wind fields over the entire last decade, we described the stages leading to their development. During an early FSW, planetary wave propagation induces the displacement of the polar vortex at midlatitudes. Wave breaking events then occur in the vicinity of a region of weak zonal wind southward of the “westerly belt” allowing the formation of the dipolar PV cell. Finally the tropical intrusion is quickly advected toward the poles along the mean longitude Aleutian High/Polar Vortex boundary. Then tropical air is trapped in the polar summer easterlies polar circulation.

[57] A climatology of meridional heat flux at 30 hPa in the 45°N–55°N latitude range from January to June and zonal mean zonal wind at 30 hPa and 10 hPa at 60°N enables the evolution of the dynamical conditions over the last decade to be followed. Deep SSWs which occurred in 2000–2001, 2003–2004, 2005–2006 and 2008–2009 are associated with zonal wind circulation reversal propagating down to 30 hPa and lead to the inhibition of the planetary wave upward propagation. The FrIAC years are associated with a persistent planetary wave activity until an early/abrupt FSW without a prior major SSW. Regarding SSWs and wave activity, the 1999–2000 springtime conditions appear to favor FrIAC development. However, the heat flux was half that during 2002–2003, 2004–2005 and 2006–2007 conditions so the wave activity was insufficient to allow the advection of the tropical air mass in the polar region.

[58] Finally, we have investigated the possible link between FrIAC events and the phase of the QBO based on a climatology of tropical intrusions based on January/February and March/April periods. We obtained the highest tropical intrusion frequencies under QBO-E. The three FrIACs identified over the last decade and the two cases in northern spring of 1982 and 1994 (not shown) reported by *Manney et al.* [2006b] occurred also during an easterly QBO phase. Using the arguments of *Peters and Waugh* [1996] applied to the lower stratosphere, we surmised that zonal wind anticyclonic shears between the tropical easterly

circulation and midlatitude “westerly belt” could favor “P2” type wave breaking events.

[59] As a conclusion FRIAC events appear to be able to develop in an early and abrupt FSW if no previous major SSW (which inhibits the planetary wave upward propagation) has occurred and if the QBO is in easterly phase which intensifies the anticyclonic zonal wind shear between the tropics and midlatitudes. The impact of the QBO on the polar stratosphere is currently not well understood, particularly with regard to the associated dynamical processes. Additional studies are needed to improve our understanding of the dynamical mechanisms behind the QBO link. Extending the climatology to cover the period from 1960 using ERA-40 reanalysis from ECMWF outputs is planned, and additional chemical measurements and modeling studies are needed to understand the chemistry within the core of the FRIAC and to evaluate the potential impact of such events on stratospheric chemistry.

[60] **Acknowledgments.** This study has been conducted within the framework of the STRAPOLETE project supported by the “Agence Nationale de la Recherche ANR (STRAPOLETE project ANR 08 BLAN 0300), the “Institut Polaire Paul Emile Victor” (IPEV) and the “Centre National d’Etudes Spatiales (CNES).” Y.O.R. was supported by the Norwegian Research Council (Project Arctic Lis). We thank ETHER for access to database (Pôle thématique du CNES). We acknowledge the EOS-MLS instrument science team for the satellite data and the European Centre for Medium-Range Weather Forecasts for providing the ERA-Interim data. We also thank Xavier Vallières for fruitful discussions and the referees for their thorough comments on the manuscript.

References

- Allen, D. R., A. R. Douglass, G. L. Manney, S. E. Strahan, J. C. Crosschell, J. V. Trueblood, J. E. Nielsen, S. Pawson, and Z. Zhu (2011), Modeling the frozen-in anticyclone in the 2005 Arctic summer stratosphere, *Atmos. Chem. Phys.*, **11**, 4557–4576, doi:10.5194/acp-11-4557-2011.
- Baldwin, M. P., and J. R. Holton (1988), Climatology of the stratospheric polar vortex and planetary wave breaking, *J. Atmos. Sci.*, **45**, 1123–1142, doi:10.1175/1520-0469(1988)045<1123:COTSPV>2.0.CO;2.
- Baldwin, M. P., et al. (2001), The quasi-biennial oscillation, *Rev. Geophys.*, **39**, 179–229, doi:10.1029/1999RG000073.
- Coy, L., S. Eckermann, and K. Hoppel (2009), Planetary wave breaking and tropospheric forcing as seen in the stratospheric sudden warming of 2006, *J. Atmos. Sci.*, **66**, 495–507, doi:10.1175/2008JAS2784.1.
- Dee, D. P., et al. (2011), The ERA-Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **137**, 553–597, doi:10.1002/qj.828.
- Duray, G., and A. Hauchecorne (2005), Evidence for long-lived polar vortex air in the mid-latitude summer stratosphere from in situ laser diode CH₄ and H₂O measurements, *Atmos. Chem. Phys.*, **5**, 1467–1472, doi:10.5194/acp-5-1467-2005.
- Froidevaux, L., et al. (2008), Validation of Aura Microwave Limb Sounder stratospheric ozone measurements, *J. Geophys. Res.*, **113**, D15S20, doi:10.1029/2007JD008771.
- Gray, L. J., S. Crooks, C. Pascoe, S. Sparrow, and M. Palmer (2004), Solar and QBO influences on the timing of stratospheric sudden warmings, *J. Atmos. Sci.*, **61**, 2777–2796, doi:10.1175/JAS-3297.1.
- Harvey, V. L., and M. H. Hitchman (1996), A climatology of the Aleutian High, *J. Atmos. Sci.*, **53**, 2088–2101, doi:10.1175/1520-0469(1996)053<2088:ACOTAH>2.0.CO;2.
- Harvey, V. L., R. B. Pierce, T. D. Fairlie, and M. H. Hitchman (2002), A climatology of stratospheric polar vortices and anticyclones, *J. Geophys. Res.*, **107**(D20), 4442, doi:10.1029/2001JD001471.
- Harvey, V. L., C. E. Randall, G. L. Manney, and C. S. Singleton (2008), Low-ozone pockets observed by EOS-MLS, *J. Geophys. Res.*, **113**, D17112, doi:10.1029/2007JD009181.
- Hauchecorne, A., S. Godin, M. Marchand, B. Heese, and C. Souprayen (2002), Quantification of the transport of chemical constituents from the polar vortex to midlatitudes in the lower stratosphere using the high-resolution advection model MIMOSA and effective diffusivity, *J. Geophys. Res.*, **107**(D20), 8289, doi:10.1029/2001JD000491.
- Hitchman, M. H., and A. S. Huesmann (2007), A seasonal climatology of Rossby wave breaking in the 320–2000 K layer, *J. Atmos. Sci.*, **64**, 1922–1940, doi:10.1175/JAS3927.1.
- Holton, J. R., and H.-C. Tan (1980), The influence of the equatorial quasi-biennial oscillation on the global circulation at 50 mb, *J. Atmos. Sci.*, **37**, 2200–2208, doi:10.1175/1520-0469(1980)037<2200:TIOEQ>2.0.CO;2.
- Holton, J. R., and H.-C. Tan (1982), The quasi-biennial oscillation in the Northern Hemisphere lower stratosphere, *J. Meteorol. Soc. Jpn.*, **60**, 140–148.
- Hoor, P., H. Fischer, L. Lange, J. Lelieveld, and D. Brunner (2002), Seasonal variations of a mixing layer in the lowermost stratosphere as identified by the CO–O₃ correlation from in situ measurements, *J. Geophys. Res.*, **107**(D5), 4044, doi:10.1029/2000JD000289.
- Huret, N., M. Pirre, A. Hauchecorne, C. Robert, and V. Catoire (2006), On the vertical structure of the stratosphere at midlatitudes during the first stage of the polar vortex formation and in the polar region in the presence of a large mesospheric descent, *J. Geophys. Res.*, **111**, D06111, doi:10.1029/2005JD006102.
- Jacobi, C., D. Kürschner, H. G. Müller, D. Pancheva, N. J. Mitchell, and B. Naujokat (2003), Response of the mesopause region dynamics to the February 2001 stratospheric warming, *J. Atmos. Sol. Terr. Phys.*, **65**, 843–855, doi:10.1016/S1364-6826(03)00086-5.
- Knox, J. A., and V. L. Harvey (2005), Global climatology of inertial instability and Rossby wave breaking in the stratosphere, *J. Geophys. Res.*, **110**, D06108, doi:10.1029/2004JD005068.
- Lahoz, W. A., A. J. Geer, and Y. J. Orsolini (2007), Northern Hemisphere stratospheric summer from MIPAS observations, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **133**, 197–211, doi:10.1002/qj.24.
- Lambert, A., et al. (2007), Validation of the Aura Microwave Limb Sounder middle atmosphere water vapour and nitrous oxide measurements, *J. Geophys. Res.*, **112**, D24S36, doi:10.1029/2007JD008724.
- Liu, Y., C. X. Liu, H. P. Wang, X. X. Tie, S. T. Gao, D. Kinnison, and G. Brasseur (2009), Atmospheric tracers during the 2003–2004 stratospheric warming event and impact of ozone intrusions in the troposphere, *Atmos. Chem. Phys.*, **9**, 2157–2170, doi:10.5194/acp-9-2157-2009.
- Livesey, N. J., et al. (2007), Version 2.2 level 2 data quality and description document, *Tech. Rep. JPL D-33509*, Jet Propul. Lab., Pasadena, Calif.
- Lu, H., M. P. Baldwin, L. J. Gray, and M. J. Jarvis (2008), Decadal-scale changes in the effect of the QBO on the northern stratospheric polar vortex, *J. Geophys. Res.*, **113**, D10114, doi:10.1029/2007JD009647.
- Manney, G. L., Froidevaux, J. Waters, R. Zurek, J. Gille, J. Kumer, J. Mergenthaler, A. Roche, A. O’Neill, and R. Swinbank (1995), Formation of low-ozone pockets in the middle stratospheric anticyclone during winter, *J. Geophys. Res.*, **100**(D7), 13,939–13,950, doi:10.1029/95JD00372.
- Manney, G. L., K. Krüger, J. L. Sabutis, S. A. Sena, and S. Pawson (2005), The remarkable 2003–2004 winter and other recent warm winters in the Arctic stratosphere since the late 1990s, *J. Geophys. Res.*, **110**, D04107, doi:10.1029/2004JD005367.
- Manney, G. L., M. L. Santee, L. Froidevaux, K. Hoppel, N. J. Livesey, and J. W. Waters (2006a), EOS MLS observations of ozone loss in the 2004–2005 Arctic winter, *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L04802, doi:10.1029/2005GL024494.
- Manney, G. L., N. J. Livesey, C. J. Jimenez, H. C. Pumphrey, M. L. Santee, I. A. MacKenzie, and J. W. Waters (2006b), EOS Microwave Limb Sounder observations of “frozen-in” anticyclonic air in Arctic summer, *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L06810, doi:10.1029/2005GL025418.
- Manney, G. L., et al. (2009), Satellite observations and modeling of transport in the upper troposphere through the lower mesosphere during the 2006 major stratospheric sudden warming, *Atmos. Chem. Phys.*, **9**, 4775–4795, doi:10.5194/acp-9-4775-2009.
- Marchand, M., S. Godin, A. Hauchecorne, F. Lefèvre, S. Bekki, and M. Chipperfield (2003), Influence of polar ozone loss on northern midlatitude regions estimated by a high-resolution chemistry transport model during winter 1999/2000, *J. Geophys. Res.*, **108**(D5), 8326, doi:10.1029/2001JD000906.
- McIntyre, M. E., and T. N. Palmer (1983), Breaking planetary-waves in the stratosphere, *Nature*, **305**, 593–600, doi:10.1038/305593a0.
- McIntyre, M. E., and T. N. Palmer (1984), The surf zone in the stratosphere, *J. Atmos. Terr. Phys.*, **46**, 825–849, doi:10.1016/0021-9169(84)90063-1.
- Naito, Y., and I. Hirota (1997), Interannual variability of the northern winter stratospheric circulation related to the QBO and the solar cycle, *J. Meteorol. Soc. Jpn.*, **75**, 925–937.
- Naoy, H., and K. Shibata (2010), Equatorial quasi-biennial oscillation influence on northern winter extratropical circulation, *J. Geophys. Res.*, **115**, D19102, doi:10.1029/2009JD012952.
- Orsolini, Y. J. (2001), Long-lived tracer patterns in the summer polar stratosphere, *Geophys. Res. Lett.*, **28**(20), 3855–3858, doi:10.1029/2001GL013103.

D20110

THIÉBLEMONT ET AL.: FRIAC OCCURRENCES IN ARCTIC STRATOSPHERE

D20110

- Orsolini, Y. J., J. Urban, D. P. Murtagh, S. Lossow, and V. Limpasuvan (2010), Descent from the polar mesosphere and anomalously high stratospheric sudden warmings, *J. Geophys. Res.*, *115*, D12305, doi:10.1029/2009JD013501.
- Peters, D., and D. W. Waugh (1996), Influence of barotropic shear on the poleward advection of upper tropospheric air, *J. Atmos. Sci.*, *53*, 3013–3031, doi:10.1175/1520-0469(1996)053<3013:IOBSOT>2.0.CO;2.
- Ray, E., F. Moore, J. Elkins, G. Dutton, D. Fahey, H. Vömel, S. Oltmans, and K. Rosenlof (1999), Transport into the Northern Hemisphere lowermost stratosphere revealed by in situ tracer measurements, *J. Geophys. Res.*, *104*(D21), 26,565–26,580, doi:10.1029/1999JD900323.
- Schwartz, M. J., et al. (2008), Validation of the Aura Microwave Limb Sounder temperature and geopotential height measurements, *J. Geophys. Res.*, *113*, D15S11, doi:10.1029/2007JD008783.
- Thorncroft, C. D., B. J. Hoskins, and M. E. McIntyre (1993), Two paradigms of baroclinic-wave life-cycle behaviour, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, *119*, 737–761.
- Tomikawa, Y. (2010), Persistence of easterly wind during major stratospheric sudden warmings, *J. Clim.*, *23*, 5258–5267, doi:10.1175/2010JCLI3507.1.
- Waters, J. W., et al. (2006), The Earth Observing System Microwave Limb Sounder (EOS MLS) on the Aura satellite, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, *44*, 1075–1092, doi:10.1109/TGRS.2006.873771.
- Waugh, D. W. (1996), Seasonal variation of isentropic transport out of the tropical stratosphere, *J. Geophys. Res.*, *101*(D2), 4007–4023, doi:10.1029/95JD03160.
- M.-A. Drouin, N. Huret, and R. Thiéblemont, Laboratoire de Physique et Chimie de l'Environnement et de l'Espace/CNRS, Université d'Orléans, 3A Ave. de la Recherche scientifique, Orléans F-45071, France. (marc-antoine.drouin@cnrs-orleans.fr; nathalie.huret@cnrs-orleans.fr; remi.thieblemont@cnrs-orleans.fr)
- A. Hauchecorne, LATMOS, Quartier des Garennes, 11 Blvd. d'Alembert, Guyancourt F-78280, France. (alain.hauchecorne@latmos.ipsl.fr)
- Y. J. Orsolini, NILU, PO Box 100, N-2027 Kjeller, Norway. (yvan.orsolini@nilu.no)

Article 2

Thiéblemont, R., Y. J. Orsolini, N. Huret, A. Hauchecorne, and M.-A. Drouin (2012), A Climatology of Frozen-In Anticyclones in the Spring Arctic Stratosphere over the Period 1960-2011, *J. Geophys. Res.*, 2012JD017829, **en révision**.

A Climatology of Frozen-In Anticyclones in the Spring Arctic Stratosphere over the Period 1960-2011

Rémi Thiéblemont, Yvan J. Orsolini, Nathalie Huret, Alain Hauchecorne and Marc-Antoine Drouin

R. Thiéblemont, N. Huret

LPC2E - Laboratoire de Physique et Chimie de l'Environnement et de l'Espace/CNRS,
Université d'Orléans, France
3A, Avenue de la Recherche scientifique
Orléans, France
F-45071
remi.thieblemont@cnrs-orleans.fr
nathalie.huret@cnrs-orleans.fr

Y.J. Orsolini

NILU - Norwegian Institute for Air Research
Po.box 100
2027 Kjeller, Norway
yvan.orsolini@nilu.no

A. Hauchecorne

LATMOS - Laboratoire Atmosphères, Milieux, Observations Spatiales/CNRS
Quartier des Garennes
11 Boulevard d'Alembert
Guyancourt, France
F-78280
alain.hauchecorne@latmos.ipsl.fr

M.-A. Drouin

OMP – Observatoire Midi-Pyrénées/CNRS, France
14 Avenue Edouard Belin
31400 Toulouse, France
marc-antoine.drouin@obs-mip.fr

Abstract

During springtime, after the stratospheric final warming, intrusions from low latitudes can become trapped at polar latitudes in long-lived anticyclones. Such FrIACs have been observed to persist sometime as late as August, advected by summer easterlies.

In this study, the high-resolution advection contour model MIMOSA is used to advect a pseudo-potential vorticity tracer. The model is driven by ERA-40 and the ERA-Interim reanalyses over the period 1960-2011. We first identify in the 2011 spring a remarkable FrIAC event. In addition, we developed a method to detect the characteristic size of low-latitude intrusions into the polar region at the time of the spring transition over the 1960-2011 period. Years are classified as either Type-A when the intrusions are small, or as Type-B when intrusions are large, and potentially evolving into FrIACs. For a FrIAC to occur, an additional criterion is based on the in-phase character of the core of the intrusions and the anticyclone.

During the 52 analysed years, 9 events have been identified: 1 in the 1960s, 1 in the 1980s, 2 in the 1990s and 5 from 2002. After the 1980s, the decadal and inter-annual variability of FrIACs occurrences are consistent with a previous study, which showed that FrIACs seem to be favored if (i) no major sudden stratospheric warming has occurred during winter, and if (ii) the Quasi-Biennial Oscillation is in its easterly phase. However, the exceedingly low frequency of occurrence during the pre-satellite era likely points to issues in the quality of stratospheric re-analyses in that period.

1 Introduction

The onset of the stratospheric final warming (hereinafter SFW) marks the winter-to-summer transition in the Arctic stratosphere, when the summer easterly circulation begins to develop. During this transition, the polar vortex breaks up into “remnants” which can persist as coherent vortices for several months [Hess, 1991] due to the weak horizontal and vertical wind shears. Orsolini [2001] found evidence of “fossil” debris from the polar vortex persisting until August in three-dimensional transport simulations of the long-lived nitrous oxide (N_2O) tracer. Durrý and Hauchecorne [2005] detected the presence of long-lived vortex remnants in the mid-latitude summer stratosphere between 20 and 25 km, using balloon-borne observations of several trace species by a diode laser spectrometer, hence confirming these results.

Recent studies have shown that, following the spring onset, low-latitude air could similarly be transported to high latitudes and remain confined, persisting for a long time within a stable anticyclone embedded in the summer easterlies. Manney *et al.* [2006] reported for the first time such a long-lived “frozen-in” anticyclone (FrIAC) in the polar stratosphere, using water vapour (H_2O) and N_2O measurements from the Microwave Limb Sounder (MLS) aboard the AURA satellite. This FrIAC event started as a low-latitude intrusion which was quickly advected poleward during an abrupt and strong SFW. This intrusion then developed into an anticyclone extending in the vertical range 650-1400 K, advected by high-latitude easterlies and persisting until late August 2005. Based on examination of analysed potential vorticity (PV) maps, they suggested that other cases occurred in 1982, 1994, 2003, and possibly in 1997 and 2002. Subsequently, other FrIACs have been confirmed in the spring 2003 in MIPAS (Michelson Interferometer for Passive Atmospheric Sounding) observations [Lahoz *et al.*, 2007], and again in MLS observations in the spring 2007 [Thiéblemont *et al.* 2011].

Several model studies focused on the occurrence of FrIACs. *Allen et al.* [2011] further modelled the evolution and decay of the 2005 FrIAC using 2D and 3D models of varying complexity. *Thiéblemont et al.* [2011] also used the PV contour advection model MIMOSA [*Hauchecorne et al.*, 2002] over the last decade (2000-2010) to show that FrIACs are favored if (i) no deep sudden stratospheric warming occurs during winter and if (ii) the Quasi-Biennial Oscillation (QBO) is in easterly phase. Recently, *Allen et al.* [2012] performed a climatology of tracer transport during SFW using the tracer equivalent latitude (hereinafter TrEL) diagnostic over a 33-year period (1979-2011). By examining the decrease of TrEL averaged northward of 80°N from 10 May to 20 June, they found evidences of FrIACs in 1982, 1994, 1997, 2000, 2002, 2003, 2004, 2005 and 2011.

Occurrences of FrIAC events are closely linked to planetary wave activity, sudden stratospheric warmings (SSWs) and SFWs [*Manney et al.*, 2006; *Thiéblemont et al.*, 2011]. Albeit our knowledge of these phenomena has greatly advanced over the last few decades [*Black et al.*, 2006; *Black and McDaniels*, 2007; *Charlton and Polvani*, 2007; *Matthewman et al.*, 2009; *Ayarzagüena and Serrano*, 2009; *Waugh and Polvani*, 2010], the origin of the planetary wave variability in the stratosphere is not always known, and *Nishii et al.* [2011] for example, recently showed that tropospheric blockings can either lead to a strong or weak stratospheric vortex, depending of their longitudinal location.

In this paper, we systematically investigate the characteristics of FrIACs (i.e. frequency of occurrence, spatial extent and origin of low-latitude air masses) in a climatological context from 1960 to 2011. The study is based on advected PV by the contour advection model MIMOSA [*Hauchecorne et al.*, 2002], and on wind, temperature, pressure and geopotential

height fields from ERA-40 and ERA-Interim reanalyses. The section 2 described the modeling tools used. In section 3, we investigate the spring 2011, during which a remarkable FrIAC event occurred. In section 4, we carry out a systematic study over the 1960-2011 period of low-latitude intrusions to the polar region during the winter-to-summer transition. Such intrusions can occasionally lead to the development of a FrIAC. The occurrences and characteristics of FrIACs are further examined in section 5. The sections 6 and 7 are devoted to discussion and concluding remarks.

2. MIMOSA Model

PV fields have been calculated using the MIMOSA contour advection model [Hauchecorne *et al.*, 2002]. This model performs high-resolution, isentropic advection of PV based on the analyzed wind, pressure and temperature fields. PV is initially computed at a resolution of 1.125° in latitude and longitude (T106), and vertically interpolated on an isentropic surface. This field is then interpolated on the model x-y grid centered on the North Pole with a horizontal resolution of 37×37 km (three grid points/degree), and advected with a time step of one hour.

To preserve the homogeneity of the field, a re-gridding of the PV field on the original grid is made every 6 h. This re-gridding lead to numerical diffusion which is minimized by using an interpolation scheme based on the preservation of the second-order momentum of the PV perturbation. Diabatic changes in the PV field at large scales are accounted by applying a relaxation toward the European Centre for Medium-Range Forecast (ECMWF) ERA-Interim (or ERA-40) PV field with a time scale of ten days. In order to preserve the filamentation structure, the relaxation term is only applied to scales larger than 300 km. This technique allows MIMOSA to run continuously over periods of several months and to follow the evolution of dynamical barriers and fine-scale structures such as vortex remnants and tropical

intrusions [Godin *et al.*, 2002; Marchand *et al.*, 2003 ; Leblanc *et al.*, 2004 and Huret *et al.*, 2006]. Hence, the quantity advected by the model is not the true dynamical PV but a “quasi-passive PV” which correlates well with the long-lived trace species in the stratosphere [Hauchecorne *et al.*, 2002].

The MIMOSA simulations are initialized and forced using the meteorological fields of the ERA-40 reanalyses [Uppala *et al.*, 2005] from 1960 to 1979. We then use ERA-Interim reanalyses [Dee *et al.*, 2011] from 1980 to the present. ERA-40 reanalyses are distributed on 23 pressure levels, while ERA-Interim are distributed on 37 pressure levels from 1000 hPa to 1 hPa, with a vertical resolution of 3 km approximately in the stratosphere. Those covering the middle stratosphere are the same in both reanalyses. Comparisons between ERA-40 and ERA-Interim reanalyses have revealed that the stratospheric circulation has been considerably improved in ERA-Interim, essentially due to the use of a 4-D variational assimilation scheme (instead of 3-D), a correction of biases in satellite radiance observations, and a much higher horizontal resolution model [Dee *et al.*, 2011]. This motivates our use of ERA-Interim in the overlapping period.

To investigate the dynamical conditions associated with FrIACs and with low-latitude intrusions occurring in the winter and spring Arctic stratosphere, six-month runs starting the 1st of January were performed for every year for the period 1960-2011. The series of 52 runs has been made on the 850 K (~31 km, ~10 hPa) isentropic surface. To investigate in more detail the vertical evolution of the FrIAC in 2011, we performed 61 additional runs, which have been initialized the 1st of March 2011 between 350 K and 950 K isentropic levels, and with a regular vertical step of 10 K. Zonal and meridional winds, as well as temperature fields from the ERA-40 and ERA-Interim reanalyses have also been used to establish a climatology

of the Northern Hemisphere zonal-mean zonal winds and meridional heat fluxes over the last decade.

3 Spring 2011: Dynamical Investigations

Figure 1a shows the evolution of the zonally-averaged zonal wind over the Northern Hemisphere from the 1st January to the 1st June 2011 at 10 hPa, approximately corresponding to the 30 km altitude. As a diagnostic of the wave activity in the middle stratosphere [Andrews *et al.*, 1987], Figure 1b shows the evolution of the zonal-mean meridional eddy heat flux ($\langle v'T' \rangle$ expressed in $\text{K}\cdot\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) at 30 hPa and averaged in the $[40,70]^\circ\text{N}$ latitude range. At high latitudes, a strong westerly circulation associated with the Arctic polar vortex prevails in early winter. By late January, a weakening of the polar vortex (dashed line) coincides with a strong enhancement of the meridional eddy heat flux. While the strongest wave events can lead to a SSW, a zonal wind reversal at 60°N did not occur in this case. Note that a major SSW is defined as the reversal of the westerlies at 10 hPa and 60°N [WMO, 2007]. The wave activity remained unusually weak during the rest of the winter [Hurwitz *et al.*, 2011], allowing the westerlies to recover, and leading to an extraordinary strong and persisting cold polar vortex in February and March, well-centered above the North Pole [Manney *et al.*, 2011]. In late March, the heat flux anomaly sharply increased, reaching values close to $100 \text{ K}\cdot\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ by early April. This wave activity enhancement contributed to decelerate and reverse the polar westerlies (Figure 1a). Such conditions of abrupt reversal are similar to those occurring during the 2005 SFW [Manney *et al.*, 2006]. In addition, at tropical latitudes, the QBO was well-established in an easterly phase, leading to a strong anticyclonic zonal wind shear between the tropical and mid-latitudes. In these favorable dynamical conditions, i.e. absence of a mid-winter major SSW and a QBO in easterly phase [Thiéblemont *et al.*, 2011], a FrIAC occurred during the SFW in early April.

Figure 2 displays the three-dimensional evolution of the polar vortex and of low-latitude intrusions from the end of March to April, from 350 to 950 K. Simulations are initiated on March 1 and continued until June 30, 2011. In these plots, polar or low-latitudes air masses correspond to the Lait-PV [Lait, 1994] normalized at 380 K higher than 11 or lower than 5.5 PV units ($1 \text{ PVU} = 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1} \text{ K kg}^{-1}$) respectively. These values correspond roughly to 400/200 PVU at 850 K respectively.

On March 30, the polar vortex (Figure 2a in blue) is still well formed from 350 to 950 K and begins to be displaced southward along the Greenwich meridian. Thin, elongated filaments eroded from the vortex by wave breaking are seen above North America at the higher levels. Five days later (Figure 2b), the polar vortex is distorted while a large low-latitude intrusion occurs above East Asia in the [650,950] K vertical range (in red). The low-latitude air mass in the anticyclone above the North America results from a previous, thinner intrusion which has been pushed away from polar latitudes by the above-mentioned intrusion above East Asia. Below 650 K, a more strongly distorted polar vortex prevails along with several low-latitude intrusions.

From April 4 to 9, the large-scale intrusion identified previously further develops into an anticyclone which remains located above North-East Asia/North-West America⁴, near the longitude of the climatological Aleutian High [Harvey and Hitchman, 1996; Harvey *et al.*, 2002]. At the same time, the polar vortex further sheds filaments. By April 10, the polar vortex irreversibly breaks up while the anticyclone is advected above the North Pole¹. On April 20 (Figure 2c, in red), the anticyclone is well-located above the North Pole, trapped into the polar anticyclonic circulation and persisting until late May (see the auxiliary material).

⁴ See animations on the auxiliary material which corresponds to the vortex, vortex/FrIAC and FrIAC evolution (Figure 2a,b and c) respectively.

The thin tongue in the vicinity of what has become the FrIAC anticyclone, opposite to the pole, results from an intrusion originating around April 18, at the time of the last peak in the meridional heat flux (Figure 1b).

To compare the characteristics of the 2011 FrIAC event to those of previous events (i.e. frequency of occurrence, spatial extent and origin of low-latitude air masses), we perform in the next two sections a FrIAC climatology over the 1960 to 2011 period.

4 Detection of Low-latitude Air Masses in the Polar Region

To identify the low-latitude intrusion pulled toward polar latitudes, and to estimate their spatial extent, we established a systematic method based on the concept of equivalent latitude [Allen and Nakamura, 2003] and applied it to the PV advected by the MIMOSA model. Since the previous studies of FrIAC events in 2003, 2005 [Manney *et al.*, 2006 ; Allen *et al.*, 2011], 2007 [Thiéblemont *et al.*, 2011] and 2011 (this study) have shown that they occur as the high-latitude westerlies turn irreversibly to the summer easterlies, we begin by defining more precisely this “turnover” date. In the rest of this paper, it is defined as the day when the zonal-mean zonal wind at 10 hPa and 60°N becomes irreversibly lower than $0 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$, and it will be referred to as the “day 0”. Figure 3 reveals that this turnover date displays a high degree of inter-annual variability over the period 1960-2011, and in particular during the 1980s and 2000s. However, between 1991 and 1996, the turnover dates are always included between April 5 and 15. Such a low inter-annual variability in the mid-nineties was also observed in the vortex break-up dates [Vaugh and Rong, 2002].

The relation between the distribution of a tracer q and the TrEL is given by [Allen and Nakamura, 2003]:

$$\Phi_{eq,q} = \sin^{-1} \left(\frac{A_q}{2\pi a^2} - 1 \right) \quad (1)$$

, where A_q (in m^2) corresponds to the surface enclosed by a given tracer isoline (here the advected PV) at a time t and an isentropic surface θ , a represents the earth radius (in m).

This relation allows obtaining the PV distribution as a function of the equivalent latitude Φ_{eq} over the whole Northern Hemisphere. We first calculate a PV threshold (hereinafter PV_{lim}) corresponding to a threshold of equivalent latitude (hereinafter $\Phi_{eq,lim}$) marking the upper limit of the intrusion latitudinal origin (e.g. originating from latitude equatorward of 40°N or 30°N for example). This relation is established when the equivalent latitude is initially calculated. The next step consists in calculating the spatial extent of these low-latitude air parcels northward of a given latitude circle, hereinafter Φ_{circle} . At each time step, we calculate the distribution of the PV equivalent latitude between the pole and the Φ_{circle} . Thus using the PV_{lim} threshold, we can define the $\Phi'_{eq,lim}$ associated to the new distribution of equivalent latitude northward of the Φ_{circle} . Finally the spatial extent within the latitude circle (hereinafter S_{lim}) of the air parcels characterized by PV lower or equal to PV_{lim} is:

$$S_{lim} = 2\pi a^2 \left(\sin(\Phi'_{eq,lim}) - \sin(\Phi_{circle}) \right) \quad (2)$$

, S_{lim} is expressed in m^2 . If the term $2\pi a^2$ is omitted and the result multiplied by 100, S_{lim} is expressed in percentage of the Northern Hemisphere area (hereinafter %NH). The latitude Φ_{circle} circumscribing the polar region is here chosen as 60°N . The tracer that we use is the MIMOSA-advected PV (hence is not the true dynamical PV), and it does not allow following a FrIAC until summer because of the applied diabatic relaxation. Due to these processes, we lose the PV signature of a FrIAC more quickly than if using a long-lived chemical tracer [Manney et al., 2006; Allen et al., 2011] or a TrEL [Allen and Nakamura, 2003; Allen et al., 2012]. Nevertheless, it allows following intrusions and their potential development into

FrIACs, as shown for the 2007 case by [Thiéblemont *et al.*, 2011], and for the 2011 case in section 3.

4.1 Sensivity Tests

Tests have been performed to evaluate the method sensivity to the choice of the equivalent latitude threshold $\Phi_{eq,lim}$ (i.e. 50°N, 40°N or 30°N for example), and are illustrated here for the 2011 FrIAC case, when the turnover occurred on April 5. Maps of advected PV lower or equal to the PV_{lim} are represented 20 days after the turnover date on Figure 4a, for the three equivalent latitude thresholds $\Phi_{eq,lim}$ mentioned above. At that time, the FrIAC is strongly established over the North Pole. Clearly, the choice of the $\Phi_{eq,lim}$ strongly influences the spatial extent of the air masses trapped in the FrIAC. Moreover, the PV field is not constant during the evolution of the simulation, and PV varies around the turnover period in particular. We use the interval ΔPV_{lim} of these (small) variations to define a “confidence interval” ΔS_{lim} on the spatial extent S_{lim} .

Figure 4b shows the evolution of S_{lim} for the three equivalent latitude thresholds along with the confidence interval ΔS_{lim} . At the onset of the turnover (vertical dashed line), a rapid enhancement of the intrusion spatial extent is observed for $\Phi_{eq,lim}=30^\circ\text{N}$, 40°N and 50°N , increasing from 0 %NH to 2.5 %NH, from 0.5%NH to 5.0%NH and from 2.0%NH to 7.5%NH, respectively. This enhancement characterizes the development and poleward extension of the intrusion associated to the FrIAC. Subsequent brief enhancements (for example on the day 16) are due to thin intrusions penetrating into the polar region. The confidence interval ΔS_{lim} is depicted by the difference between the dashed curves. The ΔS_{lim} is the smallest for the $\Phi_{eq,lim}=40^\circ\text{N}$, close to 0.3%NH, while it is the largest for $\Phi_{eq,lim}=50^\circ\text{N}$. Furthermore, in the latter case, ΔS_{lim} is seen to increase with time. While we have illustrated the sensivity of the method for the 2011 FrIAC case, we have further tested $\Phi_{eq,lim}$ and ΔS_{lim}

for the whole period covered 1960-2011 (not shown for brevity). For the rest of this paper, we use $\Phi_{eq,lim}=40^\circ\text{N}$ and $\Delta S_{lim}=0.3\%\text{NH}$, which corresponds to the climatological confidence interval obtained.

4.2 Low-latitude Intrusions over 1960 to 2011

Given the results above, we apply the method for each year between 1960 and 2011 using $\Phi_{eq,lim}=40^\circ\text{N}$. The spatial extents S_{lim} (in %NH) are grouped in decades in Figure 5. Regardless of the year considered, the period before the turnover is characterized by a strong variability of the S_{lim} , as low-latitude intrusions are pulled out northward of 60°N but do not remain at polar latitudes, being either quickly distorted or displaced southward due to wave activity. After the turnover, S_{lim} depicts smoother oscillations and finally decreases slowly in the easterly summer regime.

From examination of Figure 5, it appears that years can be classified in two types. For type-A years, (gray-colored curves) S_{lim} is lower than the $0.3\%\text{NH}$ threshold (horizontal dashed line) at day 0. Several type-A years have been identified in each decade: 3 in the 1960s, 3 in the 1970s, 5 in the 1980s, 3 in the 1990s, 4 in the 2000s, 1 in the current decade, i.e. 19 in total. Since no low-latitude air masses are then detected after the turnover, these years are not considered as favorable for the formation of a FrIAC.

In type-B years, low-latitude intrusions are higher than the threshold $0.3\%\text{NH}$ after the turnover. Again, several type-B years have been identified in each decade: 7 in the 1960s, 7 in the 1970s, 5 in the 1980s, 7 in the 1990s, 6 in the 2000s, and 1 in the current decade, i.e. 33 in total. In type-B years, the duration over which S_{lim} remains above the detection threshold displays a high degree of inter-annual variability, from 3 days in 2004 until over 45 days in 1982, 2005, 2007 and 2011. The long persistence of the intrusions, for example largely

exceeding 20 days in 1966 (Figure 5a), 1978 (Figure 5b), in 1982 or 1986 (Figure 5c), in 1994 (Figure 5d), in 2003, 2005, 2007 or 2011 (Figure 5e,f), is a first indication of FrIAC occurrences. Thus, it would appear that, besides the 4 FrIACs observed in satellite data in the 2000s (as mentioned in Section 1), 5 additional FrIACs could have occurred in 1966, 1978, 1982, 1986 and 1994. However, additional diagnostics are needed to confirm this statement: FrIACs correspond to long-lived coherent anticyclones which indeed need to be identified. In the next section, we further investigate the type-B years, and establish a FrIAC climatology by examining the ERA-40 and ERA-Interim geopotential height fields associated with the low-latitude intrusions.

5 FrIACs Climatology

5.1 Occurrences

In their paper, *Allen et al.* [2011] showed that, for several weeks after the intrusion, during what they termed the “anticyclonic phase”, the FrIAC tracer anomaly (high N_2O in their case) is associated with a long-lived coherent anticyclone with the same shear as the background wind. By comparing the evolution of the vertical structure of FrIACs in 2005 and 2007, *Thiéblemont et al.* [2011] showed that the onset of the shearing phase, when the FrIAC starts to stretch and mix with the background air, is similar in both cases occurring around mid-May. This transition coincides with the decay of the anticyclonic eddy due to diabatic processes [*Allen et al.*, 2011], which merges with the large summer anticyclone. Thus, to confirm that the low-latitude intrusions described in the previous section led to FrIAC occurrences, we examine if they co-existed with a long-lived anticyclonic eddy. This is done by calculating the distance (hereinafter $L_{\text{GPH-PV}}$) between the core of the intrusion (i.e. the lowest advected-PV values) and the core of the anticyclone (i.e. the maximum eddy geopotential height). The $L_{\text{GPH-PV}}$ is calculated northward of 70°N , where the core of FrIACs in 2003, 2005 and 2007 has been observed in previous studies. We expect to find a high

correlation between these two quantities at least until the beginning of the shearing phase that we define on May 15, following the arguments of *Allen et al.* [2011] and *Thiéblemont et al.* [2011].

Figure 6 shows the L_{GPH-PV} in 1966, 1982, 1994, 1997, 2002, 2003, 2005, 2007 and 2011. The first vertical dashed line corresponds to the turnover day. The horizontal dashed line marks L_{GPH-PV} equal to 1000 km, the distance which approximately separates the 100 m contours of eddy geopotential height as revealed in the Figure 7. When L_{GPH-PV} is lower than 1000 km, the PV minimum and geopotential height eddy are assumed to be “in-phase”.

On each panel, a sharp decrease of L_{GPH-PV} below 1000 km is indeed observed following the turnover on May 1, 1966, April 26, 1982, April 23, 1994, May 8, 1997, May 7, 2002, April 22, 2003, March 31, 2005, May 2, 2007 and April 4, 2011. Such decreases indicate that the anticyclonic anomaly and the low-latitude intrusion are getting in-phase. Figure 7 shows maps of advected PV and geopotential height on these dates. On each map, the low PV (with equivalent latitude below $\Phi_{eq,lim}=40^\circ\text{N}$) is trapped inside the anticyclone core (red contours).

Figure 6 reveals that, following the sharp decrease, L_{GPH-PV} values remain low during several weeks, before gradually increasing in mid-May when the shearing phase starts (i.e. when the large summer anticyclone forms). This sharp decrease followed by a gradual increase hence forms a “bowl-shaped” structure which characterizes the anticyclonic phase. The 1982, 2005 and 2011 FrIACs display the largest of such “bowls”, which last 1.5, 2 and 2 months, respectively. The 1994, 2002, 2003 and 2007 “bowls” last between 3 weeks and 1 month. The 1966 and 1997 “bowls” are the shortest, with durations not exceeding 2 weeks. As mentioned above, we consider that a FrIAC occurs if L_{GPH-PV} remains lower than 1000 km until the

beginning of shearing phase which we define as May 15 of each year. After examining the Type-B years, we found 9 FrIAC events in 1966, 1982, 1994, 1997, 2002, 2003, 2005, 2007 and 2011 when using this criterion.

The 1994 L_{GPH-PV} evolution shows a particular behaviour since two bowls form, separated by a period when L_{GPH-PV} reaches 1800 km: the first starting in late March and the second in late April. This indicates that two successive low-latitude intrusions occurred, over the North East America and then over the Arctic Ocean, as illustrated by the map of April 23, 1994 (Figure 7c). On this date, the first intrusion is no longer trapped into an anticyclone, and starts to be sheared and stretched. Consequently, only the second intrusion defines a FrIAC.

The zonal-mean meridional eddy heat fluxes averaged over the latitude band $[40,70]^{\circ}\text{N}$ are also shown in Figure 6, to follow the wave activity during the FrIAC evolution. Sharp pulses of eddy heat flux associated to the rapid displacement of warm, low-latitude air to the polar region are seen before the formation of the bowls in 1982, 1994, 1997, 2003, 2005, 2007 and 2011, peaking at maximum values of 38, 40, 40, 80, 20 and 80 $\text{K}\cdot\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$, respectively. When the bowl starts, the eddy heat flux slightly decreases, as expected, following the establishment of the summer easterlies in polar region. Among the years with FrIAC occurrences, 1966 and 2002 are characterized by the lowest heat fluxes and also by a small spatial extent (Figure 7a and e).

From the 33 type-B years, we only consider that FrIACs occurred in 9 cases, as most of the type-B years do not reveal a “bowl-shaped” structure persisting after May 15 (using the 1000 km L_{GPH-PV} threshold). Note that if the shearing phase onset was chosen 10 days earlier, only one more FrIAC would have been included (1998). In the next section, we investigate in

detail the type-B year 1986, which reveals one of the strongest low-latitude intrusion after the turnover (Figure 5c), but yet did not lead to a FrIAC, according to our criterion.

5.2 A Case Study: 1986

Figure 8 shows the L_{GPH-PV} evolution and the associated eddy heat flux for 1986. As for other events (Figure 6), a strong pulse of eddy heat flux reaching $100 \text{ K}\cdot\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ is detected at the turnover day (around the 20 March). This wave activity enhancement is followed by the establishment of a bowl in early April. However, a second pulse of heat flux, albeit weak (not higher than $10 \text{ K}\cdot\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) occurred in mid-April. Shortly after, the L_{GPH-PV} increases sharply, indicating the end of the bowl structure, around one month before the onset of the shearing phase.

The evolution of PV and geopotential height is shown as a series of maps for three dates in Figure 9. When the bowl is formed by April 12, the low-PV anomaly and the geopotential height are in phase (Figure 9a). On 20 April (Figure 9b), a second low-PV intrusion crosses the 60°N latitude circle above Eastern Europe following a heat flux pulse, hence contributing to destroy the phasing. On April 26 (Figure 9c), the low-PV lobe is no more trapped in the anticyclonic eddy, and is quickly advected to mid-latitudes and distorted by the wind shear. We do not identify such a case as a FrIAC since its signature is removed from the polar region before the beginning of the shearing phase. The absence of FrIACs during the mid-nineties could be explained by a wave activity characterized by such several consecutive pulses, and we will return to this point in the Discussion section.

5.3 Characterization of the latitudinal origin of air masses in the intrusion

We next calculate the latitudinal origin of air masses with the low-PV intrusions associated to the 9 FrIACs. Since the PV rapidly relaxes due to diabatic processes, we estimate the latitudinal origin at the beginning of the bowl formation. Thus, the PV_{lim}

threshold is initialized by calculating the PV_{lim} averaged between -15 and 0 days before this new reference day. The spatial extents have been calculated northward of the $\Phi_{circle}=60^{\circ}\text{N}$ except in 1994 when the $\Phi_{circle}=70^{\circ}\text{N}$ has been chosen to remove a second lobe over the North East America, which is not associated with the FrIAC as shown previously (see section 5.1).

Figure 10 presents the probability distribution functions (hereinafter PDFs) of latitudinal origin, expressed in percents. The spatial extent of the air masses such as $\Phi_{eq,lim}$ is lower or equal to 40°N is indicated on each histogram (in %NH). The 2003 and 2011 FrIACs events are characterized by the largest amount of low-latitude air masses into the polar region (4.1%NH and 5.4%NH, respectively). Hence, the 2011 FrIAC has been the largest recorded over the 1960-2011 period. Inversely, the 1966 and 2002 cases have the smallest spatial extents, 0.9%NH and 0.4%NH respectively.

The PDFs show that in 1966 and 2002, the air masses originate from regions located northward of 38°N and 34°N , respectively. Thus, these FrIACs contain air masses of mid-latitude origin exclusively, and not from a deep tropical origin. They are consequently the weakest recorded. In 1997 and 2003, the low-latitude air masses originate at the boundary between the subtropics and the mid-latitudes (i.e. northward of 28°N and 30°N). The 1982, 1994, 2005, 2007 and 2011 events show an appreciable amount of air masses coming deeper in the tropics (e.g. latitudes below 30°N).

These results show that the origin of the low-latitude air masses associated with FrIACs displays a high degree of inter-annual variability. By cumulating the PDFs for latitudes lower than 30°N , we obtain that 0.0, 13.5, 9.4, 0.8, 0.0, 0.1, 26.6, 6.4 and 43.0 % of tropical/subtropical air masses in years 1966, 1982, 1994, 1997, 2002, 2003, 2005, 2007 and

2011. This shows that the 2011 FrIAC has been the strongest since 1960, supporting the finding in *Allen et al.* [2012] over a longer period.

6. Discussion

These FrIAC occurrences are largely consistent with those in *Allen et al.* [2012]. Exceptions are in 2000 and 2004, when they found weak TrEL reductions at high latitudes. Although we classified these two years as type-B, these anticyclones trapped air masses from the mid-latitudes rather from the low latitudes. By examining L_{GPH-PV} for both years, we also found that no bowl-shaped structure developed, so that we do not classify these events as FrIACs. Furthermore, the 2007 event led to a very weak TrEL reduction at the pole in *Allen et al.* [2012], yet we do classify it clearly as a FrIAC, albeit of small spatial extent (Figure 7h, or *Thieblemont et al.*, [2011]). These small discrepancies between the two studies are mostly due to the criteria used to define what a FrIAC is. It appears to us that low TrEL at the pole does not necessarily imply the occurrence of a FrIAC, that is, the coexistence of an anticyclone and a low-latitude air mass in the polar region. In the real atmosphere, there is a whole continuum of intrusions of varying durations or spatial extents, trapping air from either low or mid-latitudes, some extending north of 60°N . Hence, there is no unique way to describe these slightly different phenomena. In our case, to classify an event as a FrIAC, we require that the intrusion contains air masses from low latitudes (below $\Phi_{eq,lim}=40^\circ\text{N}$), reaches beyond 60°N , and is collocated with an anticyclonic eddy. The duration per se is not included in the criteria although, as we shall see, the years with FrIACs have a persistence of intrusions beyond 20 days in all but one case (i.e. 2002). However, we do require that a FrIAC persists until the mean date of the shearing phase (May 15).

To place occurrences of FrIAC events in a climatological context, an overview of the dynamical conditions around the turnover date is shown on Figure 11. These dynamical

conditions are characterized in terms of: (a) the persistence of low-latitude intrusions into the polar region, (b) the turnover date (as in Figure 3), and (c) the eddy heat flux at the onset of the turnover, averaged in the $[40,70]^{\circ}\text{N}$ latitude band and at 30 hPa. The persistence of the low-latitude intrusions is defined as the date (relatively to the turnover) for which the spatial extent of the air masses S_{lim} falls below the 0.3%NH threshold (see also the figure 5). Note that if the low-latitude intrusion disappears before the turnover, the persistence defined above as a relative date is a negative number; for the years 1971, 1979, 1981, 1984, 1987, 1999 and 2009, the intrusions disappeared more than a month before the turnover and are not represented on the diagram. This persistence displays a very degree of high inter-annual variability (Figure 11a), especially during the 1980s and after 2000 when the highest amplitude variations from one year to the next are found. Conversely, during the mid-1970s and the 1990s, the inter-annual variability is quite weak, the persistence not lasting beyond 20 days. It is also anti-correlated with the time series of the turnover date (Figure 11b, left). Moreover, the eddy heat flux at the onset of the turnover (Figure 11c, left) is also correlated with the intrusion persistence (Figure 11c, right). On the scatter diagrams on Figure 11b,c (right), linear regression lines are drawn, and these correlations are calculated to be -0.65 and 0.68 respectively. In other words, a long persistence of intrusions is generally associated with an early turnover date, and vice versa. Hence, a long persistence of intrusions is generally associated with a strong heat flux pulse.

On Figure 11, the type-A years are marked with black dots. Type-B years without FrIAC are marked with grey dots, and those with a FrIAC with a colored star. Summarising Figure 11, given the position of FrIACs with respect to the regression lines (Figure 11, left), it appears that FrIACs are overwhelmingly persistent intrusions that tend to occur for early turnover dates and accompanied by strong heat flux pulses.

We suggest that these correlations can be linked to the occurrence of mid-winter major SSWs. During the 1971, 1973, 1979, 1984, 1987, 1989 and 1999 winters, major SSWs occurred [Charlton and Polvani, 2007]; they also occurred in more recent years, such as 2001 [Jacobi et al., 2003], 2006, 2008, 2009 [Orsolini et al., 2010] and 2010 [Ayarzagüena et al., 2011]. All these years are characterized by an unusual weak persistence of the low-latitude intrusions, a late turnover (i.e. late April/early May) and a weak eddy heat flux value. In other words, when a major SSW occurs in mid-winter and a wind reversal occurs, the upward propagation of wave activity is prohibited by the easterlies [Tomikawa et al., 2010]. While the westerlies recover due to radiative cooling, the wave activity remains weak, hindering the intrusion of low-latitude air masses to the polar region, and consequently the occurrence of FrIACs. Reciprocally, in the absence of a major SSW, the upward wave propagation can be maintained until spring and drive the turnover, leading to strong low-latitude intrusions which are able to form FrIACs. These results confirm those published in Thiéblemont et al. [2011] over a more extended period going back to 1960.

Thiéblemont et al. [2011] also showed that low-latitude intrusions to polar latitudes were favored under an easterly phase of the QBO, based on calculations over the period 2000-2010. We indicated the QBO phase over the 1960-2011 period on the top of Figure 11 (blue or red stripes for easterly or westerly phase, respectively). It appears that the easterly phase coincides with over 70% of the turnover dates. Furthermore, from a total of 9 FrIACs recorded, 6 occurred under the easterly phase, i.e. 66% of all cases. These results do not suggest a one-to-one relation between the QBO and FrIAC occurrence. Rather, the easterly phase would favor the presence of tropical air masses inside FrIACs. Furthermore, FrIACs occurring in the

easterly phase contain air masses originating closer to the equator (i.e. 1982, 1994, 2005 2007 and 2011 as seen in Figure 10).

Our FrIACs climatology reveals that their occurrence is highly sporadic before the 1990s when only two cases are detected over 30 years. On the other hand, their frequency considerably increased since 1994. Since 2002 in particular, 5 events occurred. Given the relationship between mid-winter major SSWs and the occurrence of FrIACs, we would expect more events during the 1970s and the 1990s [Charlton and Polvani, 2007]. For the 1990s, as we mentioned before, we observe an in-phase relationship between low-latitude intrusion and anticyclones, but the eddy heat fluxes time series reveal secondary pulses which contribute to dissociate the intrusion from the anticyclonic anomaly, hence preventing a FrIAC to occur. In 1970s however, no “bowls” characterizing FrIACs are diagnosed despite the large pulse of eddy heat flux at the onset of the turnover and the absence of secondary ones. After examining qualitatively all the MIMOSA PV maps and the associated eddy geopotential height anomalies for these years, we did not find evidence of FrIACs.

The low FrIAC frequency of occurrences from 1960 to 1980 is puzzling. We surmise that the absence of satellite measurements in the assimilation systems during this period, is probably an important factor for the quality of stratospheric analyses in general and for the tropical to polar stratospheric transport in particular. Low FrIAC occurrences in the pre-satellite era could be due to a poor representation of winds and wind shears in the critical subtropical region, or of high-latitude coherent eddies.

7 Conclusion

The winter 2010-2011 has been characterized by an unusual cold and undisturbed polar vortex which led to the highest ozone depletion ever recorded [Manney *et al.*, 2011].

The spring 2011 was also characterized by the occurrence of an exceptionally large FrIAC event, whereby, at the onset of the transition to the easterly regime, a large intrusion of warm, low-latitude air was pulled toward the polar region, and remained there confined in a strong anticyclone for several weeks. The evolution of this intrusion into a FrIAC event is nicely captured by PV advection model MIMOSA. As the QBO was in its easterly phase and no major stratospheric warming occurred during mid-winter in 2011, the dynamical conditions were identified as propitious to the development of a FrIAC [Thiéblemont *et al.* 2011].

The exceptional characteristics of this new event, i.e. the spatial extent and the tropical origin of the air masses within the FrIAC, motivated us to establish a detailed climatology of FrIACs over the period 1960-2011. To cover the whole period, it was necessary to use both ERA-40 and ERA-Interim reanalyses, as the latter only start in 1979. Analysed fields have been used to initialize and force the MIMOSA PV advection model from January to June in each year. To detect low-latitude intrusions in the spring polar stratosphere and to quantify their characteristics (spatial extent, duration), we developed a method based on the equivalent latitude diagnostic calculated from the advected PV by the MIMOSA model. While strong, lasting intrusions are observed in many years (33 out of 52), not all developed into FrIAC events, which correspond to a characteristic trapping of low-latitude air masses into a relatively long-lived anticyclone. To confirm the FrIAC occurrences, we calculated the distance between geopotential height positive anomalies and the low-PV in the intrusion, and determined when they were in-phase. We thus were able to detect 9 FrIACs events: in 1966, 1982, 1994, 1997, 2002, 2003, 2005, 2007 and 2011.

We also studied the latitudinal origin of the air masses captured in the FrIACs. The results show that the 2011 event was not only the largest in spatial extent but also contained the

largest amount of tropical air (meaning air originating equatorwards of 30°N), again in agreement with the results of *Allen et al.* [2012]. Conversely, the 1966 and 2002 events have been the weakest, predominantly capturing mid-latitude air masses. Our climatology confirms that the strongest FrIACs containing air masses originating closer to the equator (1982, 1994, 2005, 2007 and 2011) are favored by the two conditions proposed in *Thiéblemont et al.* [2011], namely, absence of mid-winter major warming and a QBO in easterly phase. These two conditions are not necessary conditions however. We also show that, in some cases, a prolonged heat flux pulse a few days after the turnover can displace potential FrIAC events from the polar region to mid-latitudes, where their signature dissipate. In particular, it appears that this phenomenon is responsible of the low frequency of FrIAC during the mid-nineties.

The most surprising result is that FrIAC occurrences seem to have greatly increased since the 1990s: we found 7 events after 1994, against only 2 from 1960 to 1994. Furthermore, a higher frequency of occurrence is found in the more recent years, between 2002 and 2011 (5 events). Such decadal variability can be partly explained by the patterns of wave activity in winter and around the turnover date, as mentioned above for the nineties. However, the low FrIAC occurrences from 1960 to 1980 is puzzling. We surmise that the absence of satellite measurements in the assimilation systems during this period, is probably an important factor, affecting the quality of the middle stratosphere re-analyses.

While we recognize that (i) FrIACs are relatively rare events, and hence the above-mentioned decadal and inter-annual variability in frequency of occurrences have low significance in a trend estimation context, and that (ii) reanalyses are not entirely appropriate to examine trend issues, it appears to us that such decadal variability in the coupling of low and high latitudes in the Northern Hemisphere spring stratosphere deserves further investigations.

Acknowledgments

This study has been conducted within the framework of the STRAPOLETE project supported by the “Agence Nationale de la Recherche ANR (STRAPOLETE project ANR 08 BLAN 0300), the “Institut Polaire Paul Emile Victor” (IPEV) and the “Centre National d’Etudes Spatiales (CNES)”. YOR was supported by EC FP7 project RECONCILE (226365-FP7-ENV-2008-1). We thank ETHER for access to data-base (Pôle thématique du CNES) and the European Centre for Medium-Range Weather Forecasts for providing the ERA-40 and ERA-Interim data. We thank Johanna Goncalves for helping us with ERA data. Finally, we thank the three anonymous referees for their helpful comments and suggestions to improve this work.

References

- Andrews, D.G., J.R. Holton, and C.B. Leovy (1987), in *Middle Atmosphere Dynamics*, 489 pp., Academic, San Diego, Calif.
- Allen, D.R. and N. Nakamura (2003), Tracer equivalent latitude: a diagnostic tool for isentropic transport studies, *J. Atmos. Sci.*, 60, 287-304.
- Allen, D.R., A.R. Douglass, G.L. Manney, S.E. Strahan, J.C. Krosschell, J.V. Trueblood, J.E. Nielsen, S. Pawson, and Z. Zhu (2011), Modeling the Frozen-In Anticyclone in the 2005 Arctic Summer Stratosphere, *Atmos. Chem. Phys.*, 11, 4557-4576, doi:10.5194/acp-11-4557-2011.
- Allen, D. R., A. R. Douglass, G. E. Nedoluha, and L. Coy (2012), Tracer transport during the Arctic stratospheric final warming based on a 33-year (1979-2011) tracer equivalent latitude simulation, *Geophys. Res. Lett.*, 39, L12801, doi:10.1029/2012GL051930.

Ayarzagüena, B. and E. Serrano (2009), Monthly characterization of the tropospheric circulation over the Euro-Atlantic area in relation with the timing of stratospheric final warming, *J. Climate*, 22, 6313-6324.

Ayarzagüena, B., U. Langematz, and E. Serrano (2011), Tropospheric forcing of the stratosphere: A comparative study of the two different major stratospheric warmings in 2009 and 2010, *J. Geophys. Res.*, 116, D18114, doi:10.1029/2010JD015023.

Black, R.X., B.A. McDaniel, and W.A. Robinson (2006), Stratosphere-Troposphere coupling during spring onset, *J. Climate*, 19, 4891-4901.

Black, R.X., and B.A. McDaniel (2007), The dynamics of Northern Hemisphere stratospheric final warming events, *J. Atmos. Sci.*, 64, 2932–2946.

Charlton, A. J. and Polvani, L.M. (2007), A new look at stratospheric sudden warmings. Part I. Climatology and modeling benchmarks, *J. Climate*, 20, 449-471, doi:10.1175/JCLI3996.1.

Dee, D.P., S.M. Uppala, A.J. Simmons, P. Berrisford, P. Poli, S. Kobayashi, U. Andrae, M.A. Balmaseda, G. Balsamo, P. Bauer, P. Bechtold, A.C.M Beljaars, L. van de Berg , J. Bidlot, N. Bormann, C. Delsol, R. Dragani, M. Fuentes, A.J. Geer, L. Haimberger, S.B. Healy, H. Hersbach, E.V. Hólm, L. Isaksen, P. Kållberg, M. Köhler, M. Matricardi, A.P. McNally, B.M. Monge-Sanz, J.-J. Morcrette, B.-K. Park, C. Peubey, P. de Rosnay, C. Tavalato, J.-N. Thépaut, F. Vitart (2011), The ERA-Interim reanalyses: configuration and performance of the data assimilation system, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 137: 553–597, DOI:10.1002/qj.828

Durry, G., and A. Hauchecorne (2005), Evidence for long-lived polar vortex air in the mid-latitudes summer stratosphere from in situ laser diode CH₄ and H₂O measurements, *Atmos. Chem. Phys.*, 5, 1467-1472.

Godin, S., M. Marchand, A. Hauchecorne, and F. Lefèvre (2002), Influence of Arctic polar ozone depletion on lower stratospheric ozone amounts at Haute-Provence Observatory (43.92°N, 5.71°E), *J. Geophys. Res.*, 107, 8272, doi:10.1029/2001JD000516.

Harvey, V.L., and M.H. Hitchman (1996), A Climatology of the Aleutian High, *J. Atmos. Sci.*, 53, 2088-2100.

Harvey, V.L., R.B. Pierce, T.D. Fairlie, and M.H. Hitchman (2002), A climatology of stratospheric polar vortices and anticyclones, *J. Geophys. Res.*, 107, 4442, doi:10.1029/2001JD001471.

Hauchecorne, A., S. Godin, M. Marchand, B. Heese, and C. Souprayen (2002), Quantification of the transport of chemical constituents from the polar vortex to midlatitudes in the lower stratosphere using the high-resolution advection model MIMOSA and effective diffusivity, *J. Geophys. Res.*, Vol. 107, No. D20, 8289, doi :10.1029/2001JD000491.

Hess, P.G. (1991), Mixing processes following the final stratospheric warming, *J. Atmos. Sci.*, 48, 1625-1641.

Huret, N., M. Pirre, A. Hauchecorne, C. Robert, and V. Catoire (2006), On the vertical structure of the stratosphere at midlatitudes during the first stage of the polar vortex formation

and in the polar region in the presence of a large mesospheric descent, *J. Geophys. Res.*, 111(D06111), doi:10.1029/2005JD006102.

Hurwitz, M. M., P.A. Newman, and C.I. Garfinkel (2011), The Arctic vortex in March 2011: A dynamical perspective, *Atmos. Chem. Phys.*, 11, 11,447–11,453.

Jacobi, C., D. Kürschner, H.G. Muller, D. Pancheva, N.J. Mitchell, and B. Naujokat (2003), Response of the mesopause region dynamics to the February 2001 stratospheric warming, *J. Atmos. Sol.-Terr. Phys.*, 65, 843-855.

Lahoz, W.A., A.J. Geer, and Y.J. Orsolini (2007), Northern Hemisphere stratospheric summer from MIPAS observations, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 133, 197-211.

Lait, L.R. (1994), An Alternative Form for Potential Vorticity. *J. Atmos. Sci.*, **51**, 1754–1759.

Leblanc, T., I. S. McDermid, and A. Hauchecorne (2004), A study of ozone variability and its connection with meridional transport in the northern Pacific lower stratosphere during summer 2002, *J. Geophys. Res.*, 109, D11105, doi:10.1029/2003JD004027.

Manney, G.L., N.J. Livesey, C.J. Jimenez, H.C. Pumphrey, M.L. Santee, I.A. MacKenzie, and J.W. Waters (2006), EOS Microwave Limb Sounder observations of “frozen-in” anticyclonic air in Arctic summer, *Geo. Res. Let.*, Vol. 33, L06810, doi:10.1029/2005GL025418.

Manney, G., Santee, M., Rex, M., Livesey, N., Pitts, M., Veefkind, P., Nash, E., Wohltmann, I., Lehmann, R., Froidevaux, L., Poole, L., Schoeberl, M., Haffner, D., Davies, J., Dorokhov,

V., Gernandt, H., Johnson, B., Kivi, R., Kyrö, E., Larsen, N., Levelt, P., Makshtas, A., McElroy, C., Nakajima, H., Parrondo, M., Tarasick, D., von der Gathen, P., Walker, K. and Zinoviev, N. (2011), Unprecedented Arctic ozone loss in 2011, *Nature*, 478, 469-475.

Marchand, M., S. Godin, A. Hauchecorne, F. Lefèvre, S. Bekki, and M. Chipperfield (2003), Influence of polar ozone loss on northern midlatitude regions estimated by a high-resolution chemistry transport model during winter 1999/2000, *J. Geophys. Res.*, 108, 8326, doi:10.1029/2001JD000906.

Matthewman, N.J., J.G. Esler, A.J. Charlton-Perez, and L.M. Polvani (2009), A new look at stratospheric sudden warmings. Part III: Polar vortex evolution and vertical structure, *J. Clim.*, 22, 1566–1585.

Nishii, K., H. Nakamura, and Y.J. Orsolini (2011), Regional Geographical dependence of blocking high contributions to the stratospheric variability through enhancement and suppression of upward planetary-wave propagation, *J. Climate*, 24, 6408-6423. doi:10.1175/JCLI-D-10-05021.

Orsolini, Y.J. (2001), Long-lived tracer patterns in the summer polar stratosphere, *Geo. Res. Let.*, Vol. 28, No. 20, 3855-3858.

Orsolini, Y.J., J. Urban, D.P. Murtagh, S. Lossow, and V. Limpasuvan (2010), Descent from the polar mesosphere and anomalously high stratopause observed in 8 years of water vapor and temperature satellite observations by the Odin Sub-Millimeter Radiometer, *J. Geophys. Res.*, 115, D12305, doi:10.1029/2009JD013501.

Thiéblemont, R., N. Huret, Y.J. Orsolini, A. Hauchecorne, and M.-A. Drouin (2011), Frozen-in anticyclones occurring in polar Northern Hemisphere during springtime: Characterization, occurrence and link with quasi-biennial oscillation, *J. Geophys. Res.*, 116, D20110, doi:10.1029/2011JD016042.

Tomikawa, Y. (2010), Persistence of Easterly Wind during Major Stratospheric Sudden Warmings. *J. Climate*, 23, 5258–5267, doi: 10.1175/2010JCLI3507.1.

Uppala, S.M., P.W. Kallberg, A.J. Simmons, U. Andrae, V. Da Costa Bichtold, M. Fiorino, J.K. Gibson, J. Haseler, A. Hernandez, G.A. Kelly, X. Li, K. Onogi, S. Saarinen, N. Sooka, R.P. Allan, E. Andersson, K. Arpe, M.A. Balmaseda, A.C.M. Beljaars, L. Van De Berg, J. Bidlot, N. Bormann, S. Caires, F. Chevallier, A. Dethof, M. Dragosavac, M. Fisher, M. Fuentes, S. Hagemann, E. Holm, B.J. Hoskins, L. Isaksen, P.A.E.M. Janssen, R. Jenne, A.P. McNally, J.-F. Mahfouf, J.-J. Morcrette, N.A. Rayner, R.W. Saunders, P. Simon, A. Sterl, K.E. Trenberth, A. Untch, D. Vasiljevic, P. Viterbo and J. Woollen (2005), The ERA-40 re-analysis, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 131, 2961–3012, doi: 10.1256/qj.04.176.

Waugh, D. W., and P. P. Rong (2002), Interannual variability in the decay of lower stratospheric Arctic vortices, *J. Meteorol. Soc. Jpn.*, 80, 997–1012.

Waugh, D.W. and L.M. Polvani (2010), Stratospheric Polar Vortices, in ‘The Stratosphere: Dynamics, Transport and Chemistry’. A festschrift celebrating Alan Pumb’s 60th birthday", L.M. Polvani, A.H. Sobel and D.W. Waugh, Eds., American Geophysical Union, Washington, D.C.

WMO (World Meteorological Organization), *Scientific Assessment of Ozone Depletion: 2006*, Global Ozone Research and Monitoring Project-Report No. 50, 572 pp., Geneva, Switzerland, 2007.

Figures

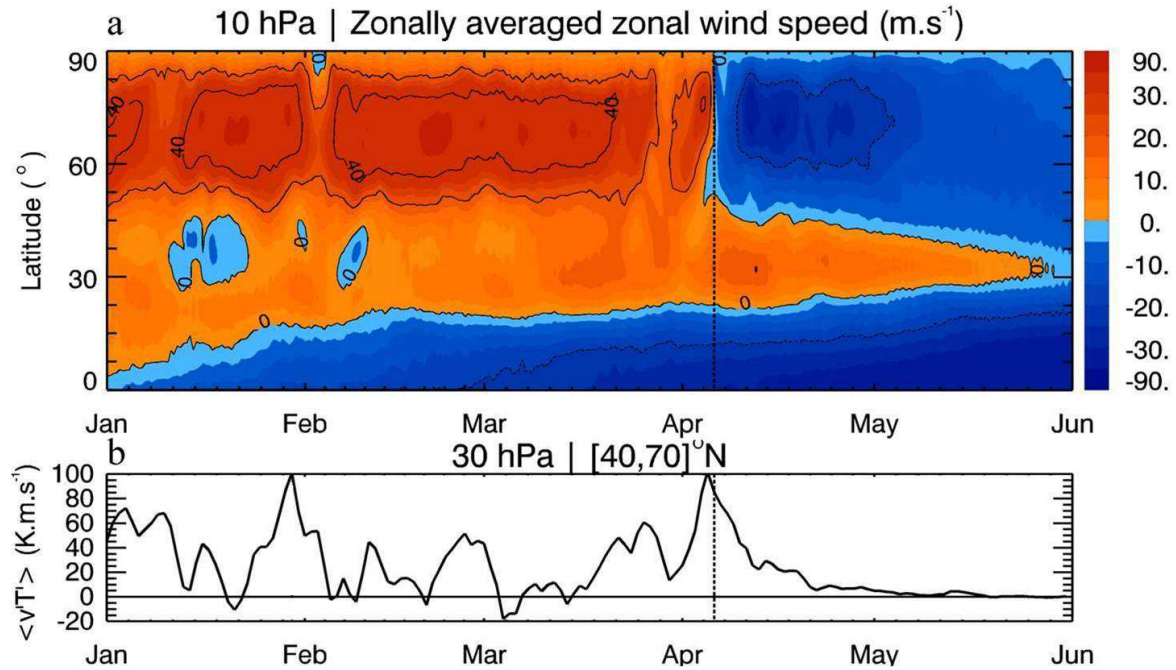


Figure 1. (a) Time series of the ERA-Interim zonal-mean zonal wind (in m/s) from the 01 January to the 01 June 2011 at 10 hPa over the Northern Hemisphere (b) zonal-mean meridional eddy heat flux averaged on the [40,70]°N latitude range at 30 hPa. The vertical dashed lines correspond to the turnover date of April 6.

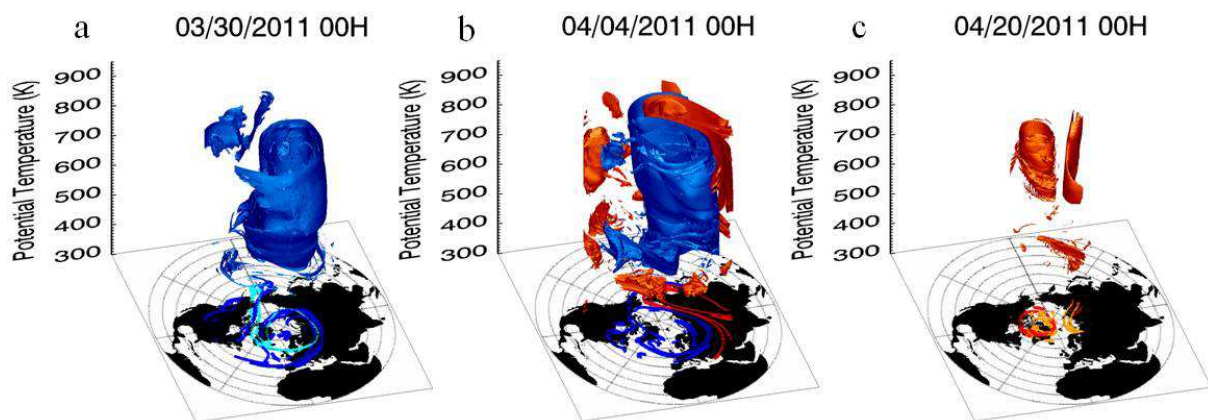


Figure 2. 3D representation of the evolution of the polar vortex and of low-latitude air masses against potential temperature (in K) in spring 2011 on (a) March 30 (b) April 4 and (c) April

20. The blue/red colors correspond to a Lait-PV of 11 PVU/5.5 PVU, displaying the polar vortex and low-latitude air, respectively. The blue surface on the panel (c) has been removed for more clarity. The dark/light blue contour on the projected map depicts the 11 PVU at 950 K/450 K, respectively. The red/orange contour on the projected map depicts the 5.5 PVU at 950 K/650 K, respectively.

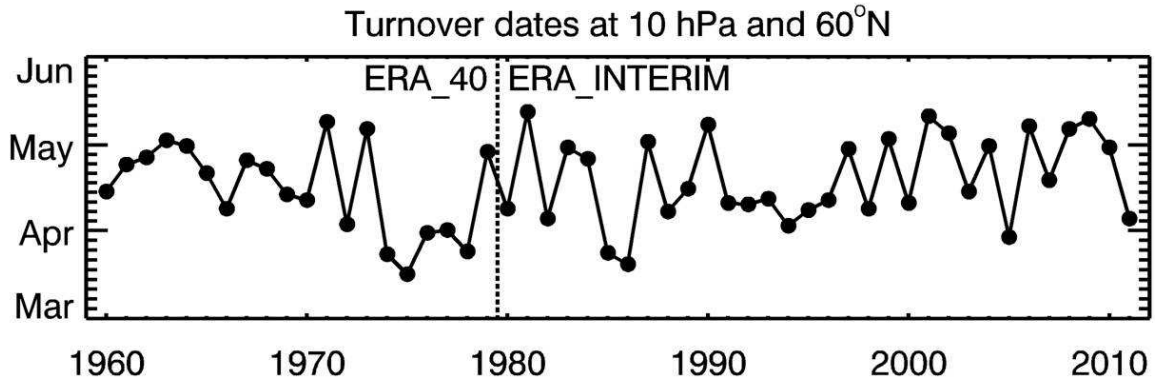


Figure 3. Turnover dates of the Northern Hemisphere calculated over the 1960-2011 period at 10 hPa and 60°N using ERA-Interim and ERA40.

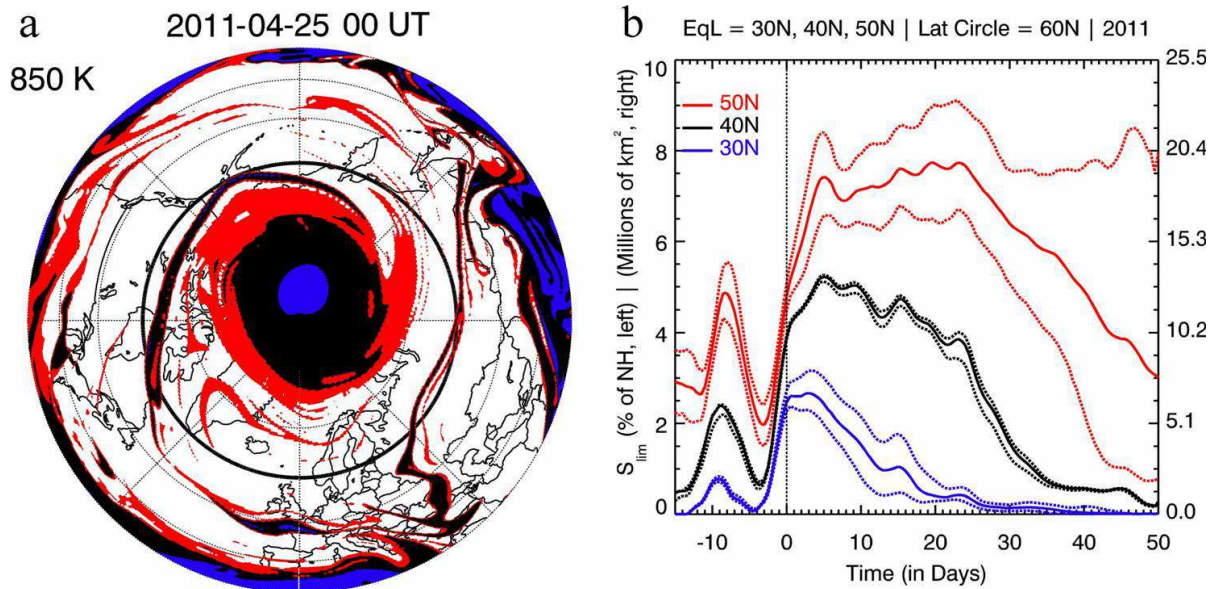


Figure 4. (a) MIMOSA PV fields with values lower than PV_{lim} for $\Phi_{eq,lim}=30^\circ\text{N}$, 40°N and 50°N (in blue, black and red, respectively) on April 25, 2011 at 850 K. (b) Time evolution of the spatial extent S_{lim} northward of 60°N obtained for $\Phi_{eq,lim}=30^\circ\text{N}$, 40°N and 50°N respectively, at 850 K. Spatial extent is expressed either in %NH (left axis) and in millions

squared kilometers (right axis). In (b), the vertical dashed (solid) line denotes the turnover date (see text), and the vertical solid line denotes April 25, the date of the map in (a).

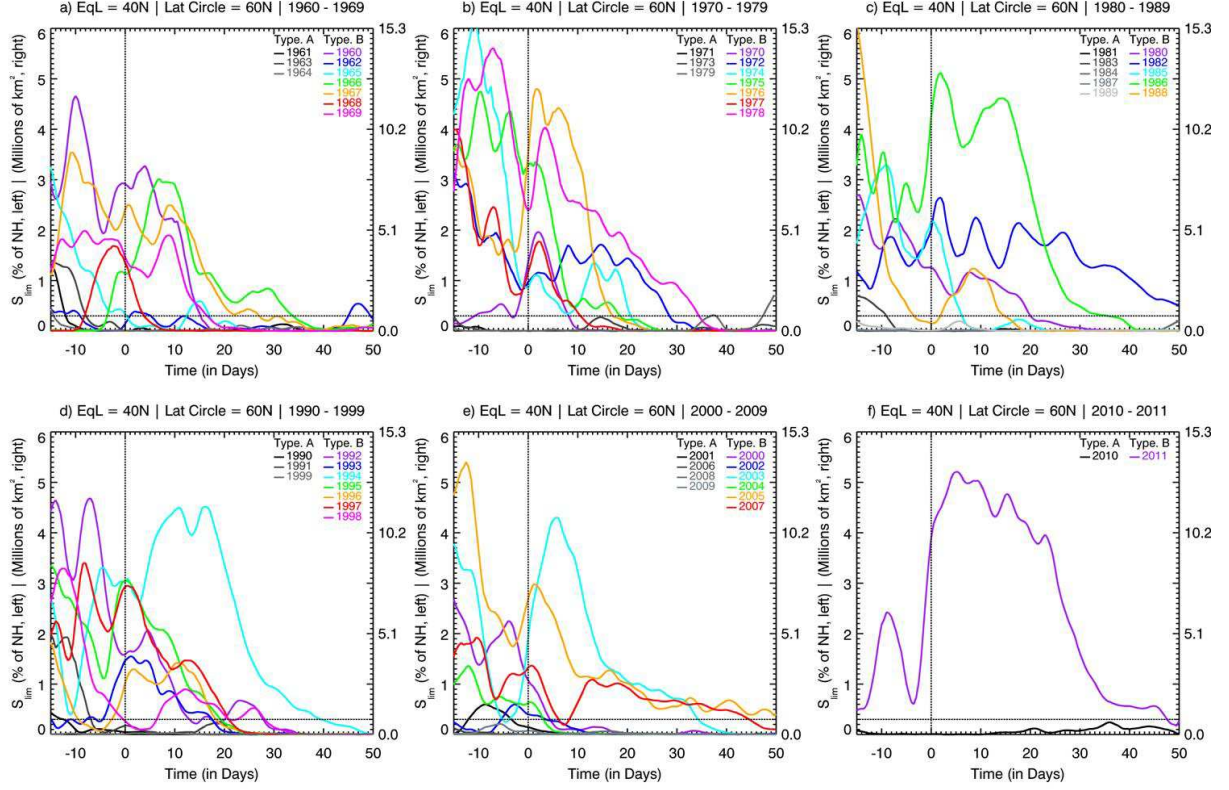


Figure 5. Time evolution of the spatial extent S_{lim} during the (a) 1960s, (b) 1970s, (c) 1980s, (d) 1990s, (e) 2000s and (f) 2010s, computed northward of 60°N and for $\Phi_{eq,lim}=40^\circ\text{N}$. The horizontal dashed line at 0.3%NHA denotes the climatological confidence interval. Type-A years are shown in black or grey, while type-B years are shown in color.

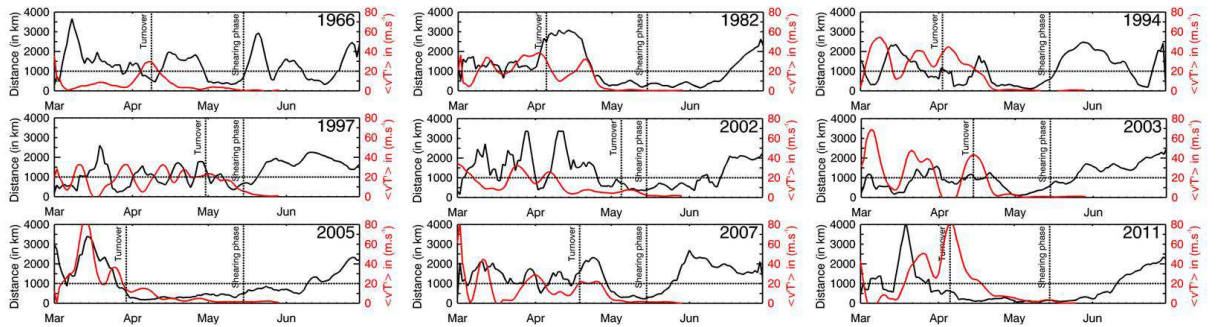


Figure 6. Distance L_{GPH-PV} (in km) between the geopotential height maximum and the PV minimum northward of 70°N (black curve) at 850 K from the March 1 to June 30 for the years 1966, 1982, 1994, 1997, 2002, 2003, 2005, 2007 and 2011. Also shown is the zonal-

mean meridional eddy heat flux (red curve, in $\text{K}\cdot\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) averaged on the $[40,70]^\circ\text{N}$ latitude range at 30 hPa. The two vertical dashed lines denote the turnover dates, and the mean onset of shearing phase (May 15).

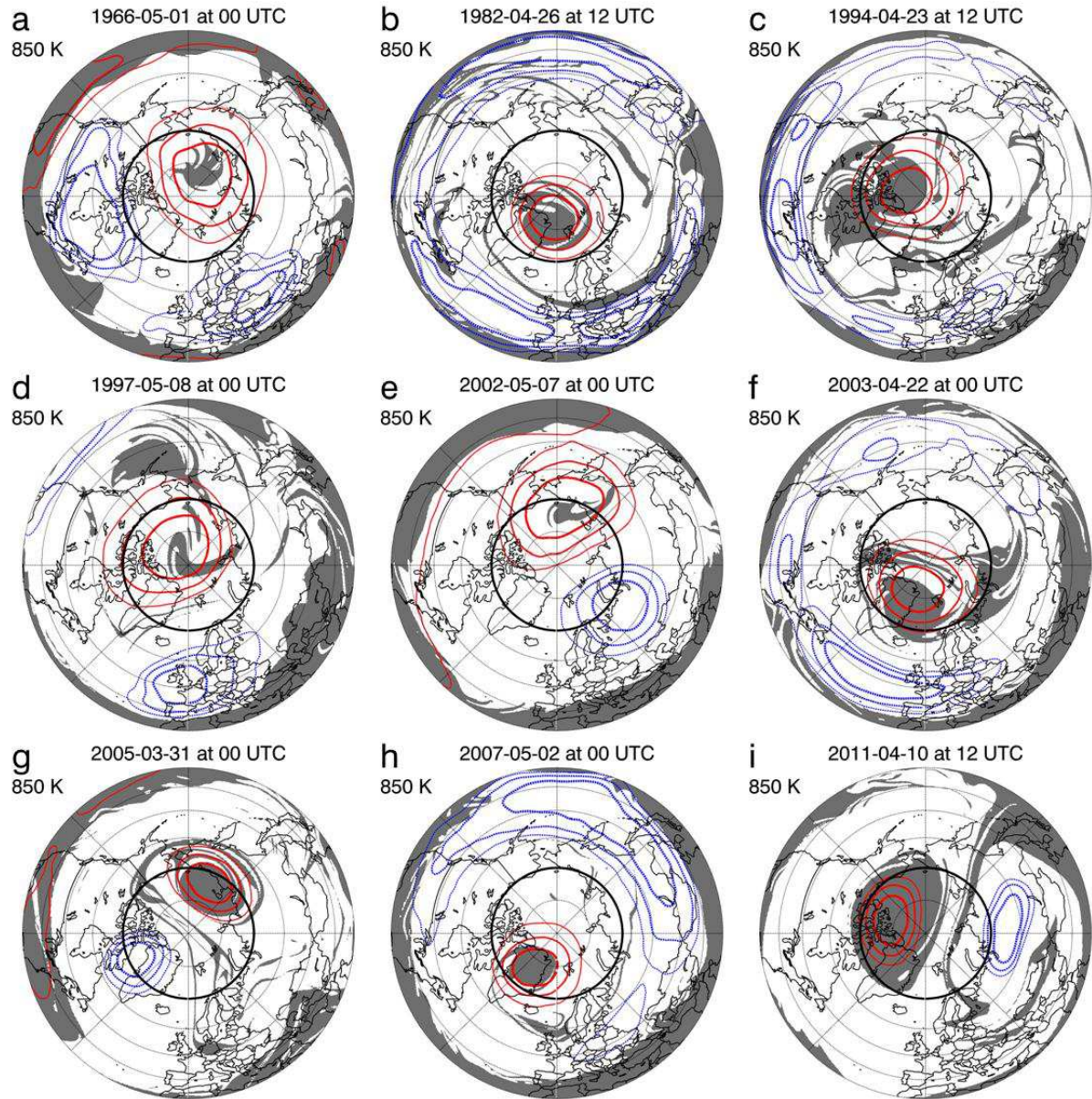


Figure 7. MIMOSA PV fields (gray filled contours) with values lower than PV_{lim} for $\Phi_{eq,lim}=40^\circ\text{N}$ on (a) May 1, 1966 00 UTC, (b) April 26, 1982 12 UTC, (c) April 23, 1994 12 UTC, (d) May 8, 1997 00 UTC, (e) May 7, 2002 00 UTC, (f) April 22, 2003 00 UTC, (g) March 31, 2005 00 UTC, (h) May 2, 2007 00 UTC and (i) April 4, 2011 12 UTC. Also shown are isocontours of geopotential height anomalies; red (blue) curves indicate the departure of -

100, -200 and -300 m (+50, +100 and +150 m) from the maximum (minimum) eddy geopotential height over the Northern Hemisphere.

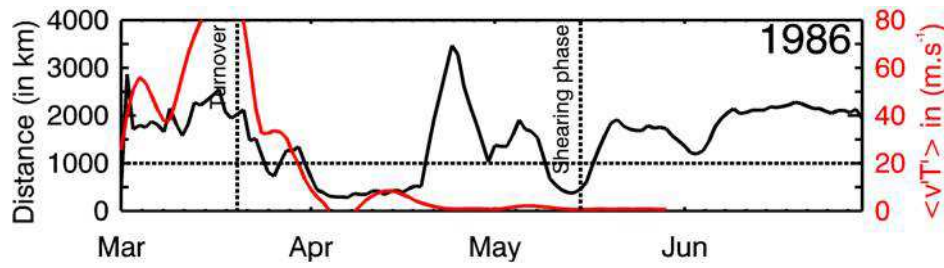


Figure 8. As on Figure 6 but for 1986.

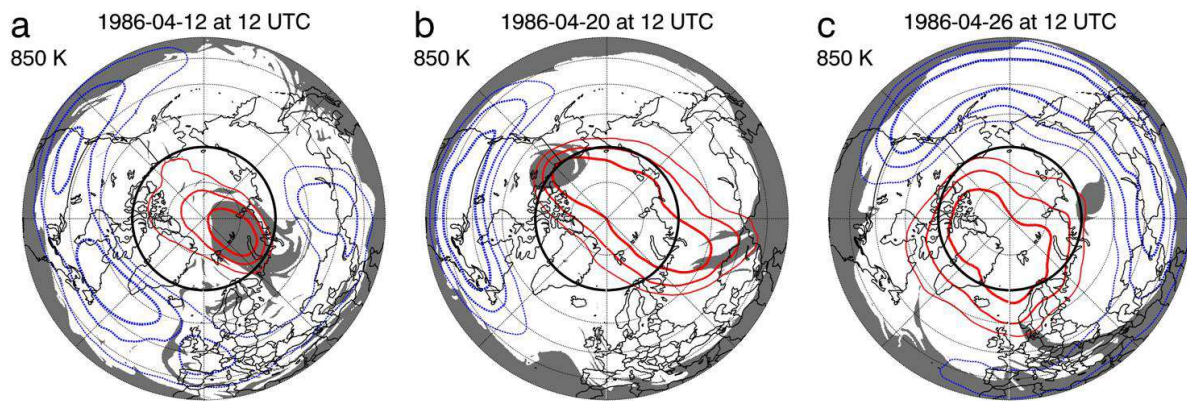


Figure 9. MIMOSA PV fields (gray filled contours) lower than PV_{lim} calculated for $\Phi_{eq,lim}=40^\circ\text{N}$ in 1986, on (a) April 12 at 12 UTC, (b) April 20 at 12 UTC and (c) April 26 at 12 UTC. Geopotential height anomalies are represented as for Figure 7.

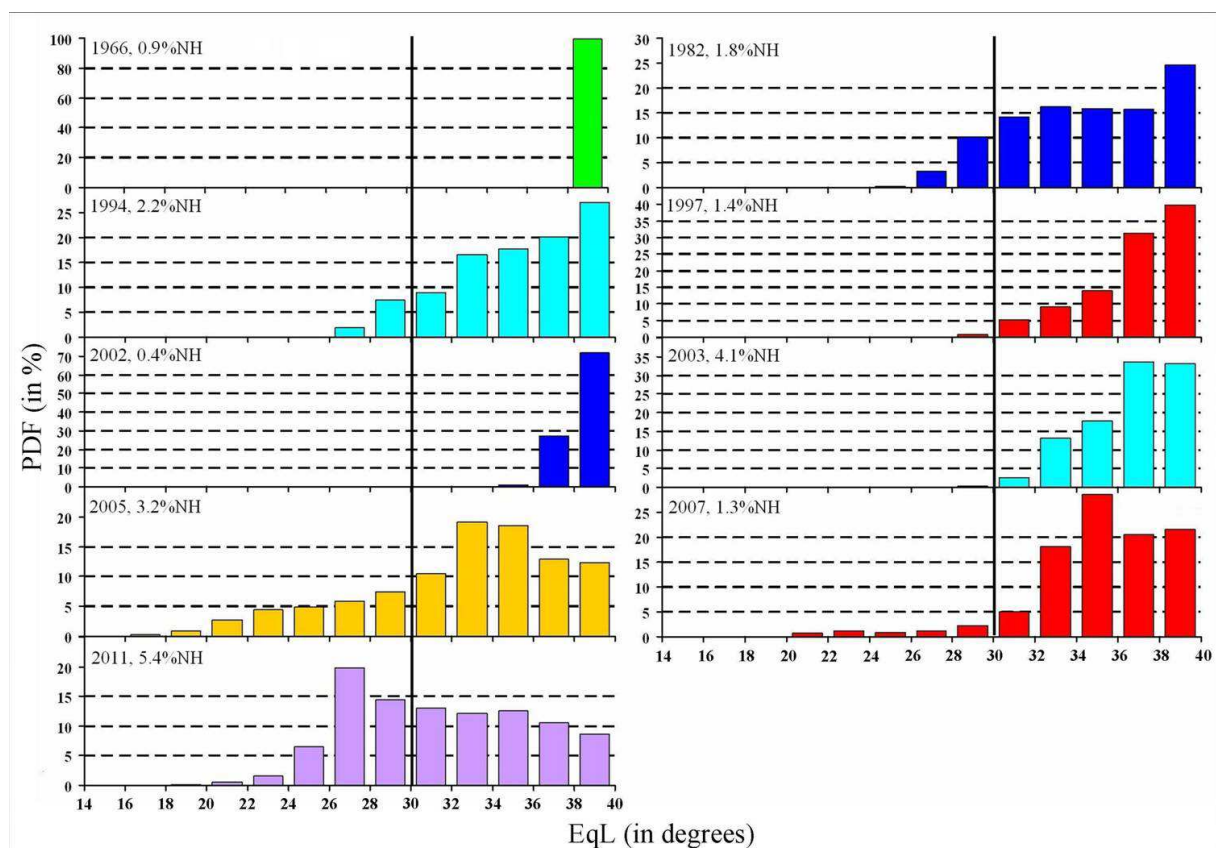


Figure 10. Probability distribution functions (PDF, in %) based on the spatial extent of the low-latitude air masses at $\Phi_{eq,lim}=40^\circ N$, also indicated for each histogram is %NH. Colors are chosen for different years for easy matching with Figure 5.

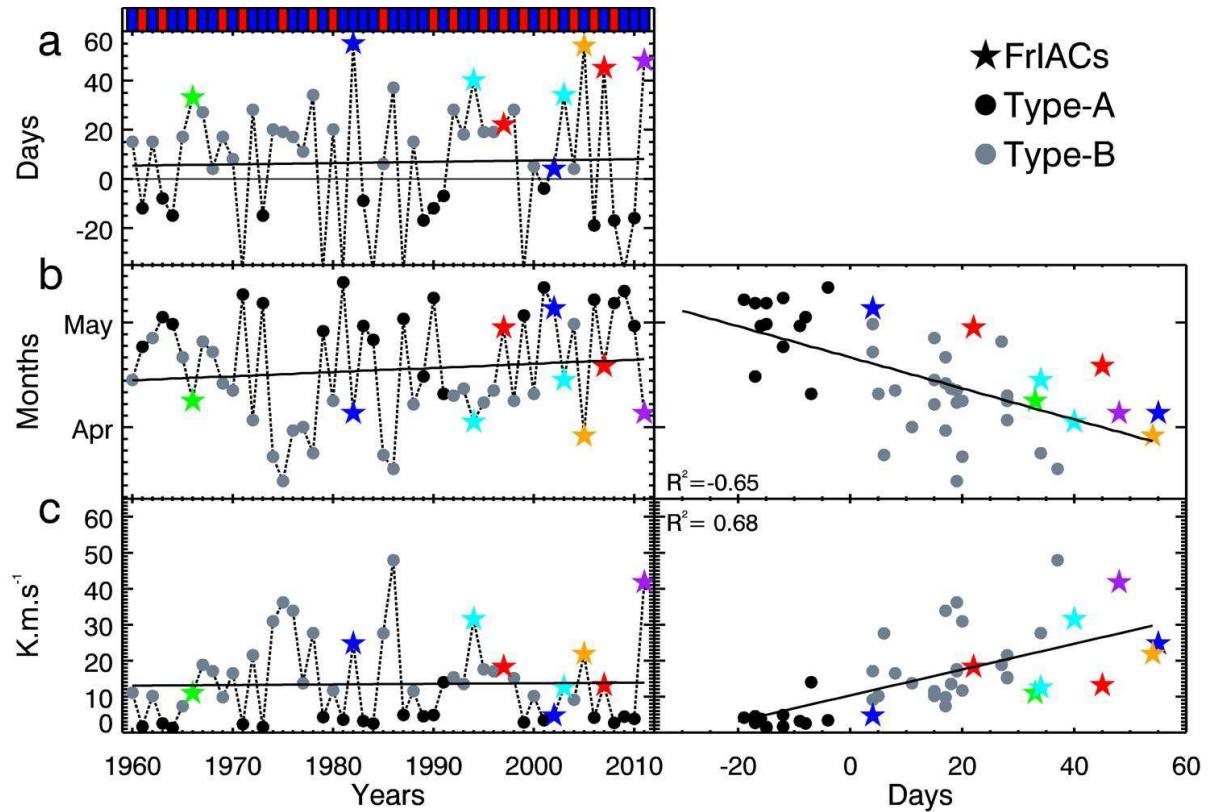


Figure 11. (a) Low-latitude intrusion persistence (in days, relative to the turnover date, see text) from 1960 to 2011. The black dots correspond to type-A years, while non-FrIAC type-B years are represented by grey dots. The stars correspond to type-B years when FrIACs occurred. (b, left) Turnover date over the same period. (c, left) Meridional eddy heat flux averaged over the $[40,70]^\circ\text{N}$ latitude range and from -10 to 10 days around the turnover date, at 30 hPa. Also shown are scatter plots of the turnover date (b, right) and of the heat flux (c, right) with the persistence shown in (a). Black lines display a linear regression with respect to time. The coefficient of correlation with respect to persistence is indicated on the two plots on the right. The easterly and westerly phases of the QBO (at 10 hPa and 0°N) on the turnover date are displayed in blue and red, respectively, on top of panel (a).

Article 3

Krysztofiak, G., R. Thieblemont, N. Huret, V. Catoire, Y. Te, F. Jegou, P. F. Coheur, C. Clerbaux, S. Payan, M. A. Drouin, C. Robert, P. Jeseck, J.-L. Attie, and C. Camy-Peyret (2012), Detection in the summer polar stratosphere of air plume pollution from East Asia and North America by balloon-borne in situ CO measurements, *Atmos. Chem. Phys.*, 12, 11889-11906.

Atmos. Chem. Phys., 12, 11889–11906, 2012
 www.atmos-chem-phys.net/12/11889/2012/
 doi:10.5194/acp-12-11889-2012
 © Author(s) 2012. CC Attribution 3.0 License.



Detection in the summer polar stratosphere of pollution plume from East Asia and North America by balloon-borne in situ CO measurements

G. Krysztofiak¹, R. Thiéblemont¹, N. Huret¹, V. Catoire¹, Y. Té², F. Jégou¹, P. F. Coheur⁴, C. Clerbaux^{3,4}, S. Payan², M. A. Drouin¹, C. Robert¹, P. Jeseck³, J.-L. Attié^{5,6}, and C. Camy-Peyret²

¹LPC2E, UMR7328, CNRS-Université d'Orléans, 3A Avenue de la Recherche Scientifique, 45071 Orléans Cedex 2, France

²LPMAA, UMR7092, UPMC Université Paris 06, CNRS, IPSL, 75005, Paris, France

³UPMC Université Paris 06 & Université Versailles St-Quentin; CNRS/INSU UMR8190, LATMOS-IPSL, Paris, France

⁴Spectroscopie de l'Atmosphère, Chimie Quantique et Photophysique, Université Libre de Bruxelles (ULB), Brussels, Belgium

⁵CNRM-GAME, Météo-France and CNRS, URA1357, Toulouse, France

⁶Laboratoire d'Aérodynamique, UMR5560, Université de Toulouse and CNRS, Toulouse, France

Correspondence to: G. Krysztofiak (gisele.krysztofiak@cnrs-orleans.fr)

Received: 26 March 2012 – Published in Atmos. Chem. Phys. Discuss.: 18 June 2012

Revised: 5 November 2012 – Accepted: 16 November 2012 – Published: 17 December 2012

Abstract. The SPIRALE and SWIR balloon-borne instruments were launched in the Arctic polar region (near Kiruna, Sweden, 67.9°N–21.1°E) during summer on 7 and 24 August 2009 and on 14 August 2009, respectively. The SPIRALE instrument performed in situ measurements of several trace gases including CO and O₃ at altitudes between 9 and 34 km, with very high vertical resolution (~5 m). The SWIR-balloon instrument measured total and partial column of several species including CO. The CO stratospheric profile from SPIRALE for 7 August 2009 shows some specific structures with large concentrations in the low levels (potential temperatures between 320 and 380 K, i.e. 10–14 km height). These structures are not present in the CO vertical profile of SPIRALE for 24 August 2009, for which the volume mixing ratios are typical from polar latitudes (~30 ppb). CO total columns retrieved from the IASI-MetOp satellite sounder for the three dates of flights are used to understand this CO variability. SPIRALE and SWIR CO partial columns between 9 and 34 km are compared, allowing us to confirm that the enhancement of CO is localised in the stratosphere. The measurements are also investigated in terms of CO:O₃ correlations and using several modelling approaches (trajectory

calculations, potential vorticity fields, results of chemistry transport model) in order to characterize the origin of the air masses sampled. The emission sources are qualified in terms of source type (fires, urban pollution) using NH₃ and CO measurements from IASI-MetOp and fires detection from MODIS on board the TERRA/AQUA satellite. The results give strong evidence that the unusual abundance of CO on 7 August is due to surface pollution plumes from East Asia and North America transporting to the upper troposphere and then entering the lower stratosphere by isentropic advection. This study strengthens evidence that the composition of low polar stratosphere in summer may be affected by anthropogenic surface emissions through long-range transport.

1 Introduction

The polar stratosphere during summertime remains largely unexplored. Only few measurement campaigns such as POLARCAT (Jacob et al., 2010; Brock et al., 2011), POLARIS (Pierce et al., 1999), and SAMMOA (Orsolini, 2001) have been conducted, but they focussed more on spring and early

Published by Copernicus Publications on behalf of the European Geosciences Union.

summertime. In addition, the SPURT campaign (Engel et al., 2006; Hegglin et al., 2006) focussed on the transport in the UTC/LMS (upper troposphere/lowermost stratosphere) during the four seasons between 35 and 75°N over Europe.

Large scale transport and mixing between air masses from different latitude and altitude origins affect the distribution of trace gases and aerosols at polar latitudes, and can impact the stratospheric ozone budget. Ozone (O_3) change in the stratosphere affects the Earth radiative balance, which subsequently modifies the stratospheric circulation (Baldwin et al., 2007; Forster et al., 2005). It is consequently of the utmost importance to understand these effects. In the framework of the International Polar Year, the StraPolÉté project started on January 2009 (<http://strapolete.cnr-orleans.fr/>). A successful balloon-borne campaign took place from Esrange near Kiruna (67.9°N–21.1°E, Sweden) from 2 August to 12 September 2009 with eight balloon flights. One objective of the StraPolÉté project was to combine balloon measurements, satellite observations and modelling studies to characterize the dynamical state of the summer stratosphere in the polar region.

The polar atmosphere has been believed to be very clean for a long time. The polar atmosphere becomes, however, more and more polluted due to the increase of the pollutant emissions at northern mid-latitudes, followed by the long-scale transport of the resulting pollution plumes (Raatz et al., 1984; Rinke et al., 2004). Carbon monoxide (CO) is one of these pollutants. Industrial processes, incomplete combustion, biomass burning and methane oxidation are the main sources of CO in the troposphere. At higher altitude in the stratosphere, CO is principally produced by methane oxidation. Reaction with OH is the main sink of CO in the troposphere and the lower stratosphere. CO has a chemical lifetime of around 2 months in the troposphere, allowing for possible direct transport into the stratosphere where its lifetime is much longer. CO is a good chemical tracer and, correlated with O_3 , is a powerful tool to study the exchange between troposphere and stratosphere (Fischer et al., 2000; Hoor et al., 2002; Brioude et al., 2006). CO plays an important role in the atmosphere oxidation capacity and in the production of tropospheric ozone. Ozone chemistry, enhanced in spring and summer, is closely depending on the CO and NO_x emissions and on the season (Hegglin et al., 2006). Depending on the latitude, the typical tropospheric CO volume mixing ratios (vmr) can vary from 40 to 200 ppb (Seinfeld and Pandis, 2006), with higher values in the Northern Hemisphere than in the Southern Hemisphere. The East Asia region is a large and increasing source of CO (Elliott et al., 1997; Akimoto et al., 2003). The intercontinental transport of CO pollution from that area can impact the troposphere and the stratosphere of different regions such as North America (Berntsen et al., 1999; Jaffe et al., 1999; Cooper et al., 2004) and Europe (Stohl et al., 2007; Fiedler et al., 2009). Indeed, East Asia is characterised by important transport from the boundary layer to the upper troposphere in air streams associated

with mid-latitude cyclone called warm conveyor belt (WCB; Stohl et al., 2001; Liang et al., 2004). WCB is thought to be the primary mechanism for fast intercontinental transport of air plume pollution (Cooper et al., 2004). Stohl et al. (2007) and Liang et al. (2004) reported in particular the transport of polluted air masses across the central North Pacific atmosphere to North America, and then Europe via WCB.

Very recently, Roiger et al. (2011) reported case studies of trace gas export from East Asia, across the North Pole to Greenland's lowermost stratosphere (11.3 km altitude) via WCB. Most of the previous studies on the CO transport into the polar stratosphere used satellite measurements or airborne data (Harigan et al., 2011; Roiger et al., 2011). In the present paper we analyse balloon-borne *in situ* measurements performed at high vertical resolution by the SPIRALE (French acronym for infrared absorption spectroscopy by embarked tunable laser diodes) instrument (Moreau et al., 2005). In particular we examine the situation on 7 August 2009, which was characterized by unusually large CO abundance in the lower stratosphere. These measurements from 7 August are compared to others performed during the campaign, on 24 August 2009 also by SPIRALE and on 14 August 2009 by the SWIR-balloon (Short Wave Infrared Fourier transform spectrometer in nadir-looking) instrument (Té et al., 2002). In support of the *in situ* measurements we use IASI (Infrared Atmospheric Sounding Interferometer) CO satellite data (Clerbaux et al., 2009). As our analyses aim at understanding transport and source origin for the high-CO case, they rely as well on different modelling approaches. Finally, the possible CO sources (natural and/or anthropogenic) are qualified using NH_3 measurements from IASI and fire detection from MODIS (MODerate resolution Imaging Spectroradiometer) instrument (Giglio et al., 2003) on Terra/Aqua satellites.

The instruments and models used to perform this study are described in Sect. 2. Section 3 presents the CO observations performed during the polar summer 2009 and their comparisons with satellite data. Using potential vorticity fields and trajectory calculations, we analyse the origin of the air masses sampled. Finally, in the discussion section we qualify the partitioning between tropospheric and stratospheric air using CO/ O_3 correlation; we characterize the source types (fire/anthropogenic) and source locations (East Asia/North America) at the origin of the observed CO pollution.

2 Instrument and model descriptions

2.1 Balloon-borne instruments

Eight balloon-borne instruments were launched during the campaign between 2 August and 12 September 2009 from ESRange (Swedish Space Corporation) close to Kiruna (67.9°N–21.1°E, Sweden). Among these flights, the SPIRALE instrument flew twice, once on 7 August (hereafter

flight SPF07), and on another occasion on 24 August, (flight SPF24). The SWIR-balloon instrument flew on 14 August (flight SWF14).

SPIRALE is a spectrometer with six tunable laser diodes for in situ measurements of trace gas species from the upper troposphere to the middle stratosphere (~ 34 km height). A detailed description of the instrument can be found in Moreau et al. (2005). In brief, the absorption of six laser beams in the mid-infrared region ($3\text{--}8\ \mu\text{m}$) takes place between two mirrors distant of 3.50 m in a multipass optical Herriott cell located at the extremities of a deployable mast below the gondola, leading to a path length of 430.5 m. Several species, such as O_3 , N_2O , CH_4 , HCl , NO_2 , HNO_3 and CO , were measured with high frequency sampling (~ 1 Hz), which leads to a vertical resolution of a few meters (3 to 5 m), depending on the vertical velocity of the balloon. The overall uncertainties take into account the random and systematic errors, combined as the square root of their quadratic sum. The two main sources of random errors are the fluctuations of the laser background emission signal and the signal-to-noise ratio. At low altitudes (< 20 km), these are the main contributions to overall uncertainties. Systematic errors originate essentially from the laser line width (an intrinsic characteristic of the laser diode), which contributes more at lower pressure than at higher pressure (lower altitude). For CO , the overall uncertainty is on average 2.5 % (with a standard deviation of 1.8 %) below 15 km, increasing to 6 % at 17 km. For O_3 , the overall uncertainty significantly decreases from 50 % at 13 km, to 10 % at 15 km, and 4 % at 17 km. Absorption micro-windows for both flights were $2123.55\text{--}2123.80\ \text{cm}^{-1}$ for carbon monoxide and $2123.40\text{--}2123.54\ \text{cm}^{-1}$ for ozone. The following time sequences characterized the two SPIRALE flights:

- During SPF07, the first flight on 7 August 2009, the SPIRALE measurements started at 01:26 UTC, i.e. 03:26 local time. The balloon reached the maximum altitude of 34.2 km (7.28 hPa) at 03:20 UTC. The descent phase started at 03:32 UTC and the measurements ended at 06:00 UTC at 16.1 km (106.9 hPa).
- For SPF24, the second flight on the night of 24 to 25 August 2009, the measurements started at 20:50 UTC and reached the maximum altitude of 34.1 km (6.9 hPa) at 22:30 UTC. The descent phase started at 23:26 UTC at 33.7 km and the measurements ended at 01:36 UTC at 16.7 km (94 hPa).

For both flights, retrievals of the species volume mixing ratios (vmr) were performed using ascent and descent phases. The study is focussed on the layer below 16 km altitude and thus only the ascent profiles allow studying this part of the atmosphere.

SWIR-balloon is an extended version in the short-wave infrared domain of the IASI-balloon instrument (Té et al., 2002). This instrument is an infrared remote sensing instru-

ment based on a Fourier Transform interferometer. The interferometer is associated with two InSb detectors to cover both thermal infrared ($3\text{--}5\ \mu\text{m}$) and short-wave infrared (SWIR) ($1.8\text{--}2.4\ \mu\text{m}$) domains. The maximum optical path difference is fixed at 10 cm. In nadir-looking, the SWIR-balloon observes the upwelling radiation which is composed of several contributions from the Earth surface emission, the emission and absorption of atmospheric constituents, the emission of the clouds and the reflected solar radiation. The recorded atmospheric spectra are radiometrically calibrated using two reference sources (Revercomb et al., 1988; Té et al., 2009). The LPMAA Atmospheric Retrieval Algorithm LARA (Clerbaux et al., 1999) is used to retrieve from the spectra total columns (from ground to 34 km, the gondola height) of CO , O_3 , OCS , CO_2 , N_2O and H_2O . For the CO retrieval, the spectral window from 2149 to $2171\ \text{cm}^{-1}$ was used. In addition to CO , the contributions of the six atmospheric species H_2O , O_3 , N_2O (principal interferers) and CO_2 , CH_4 , and OCS has been taken into account. The SWIR-balloon instrument was flown during the campaign on 14 August 2009 at 09:26 UTC for 5 h 58 min and covered the distance from the position (68.1°N , 21.0°E) for the first spectrum acquired at float to the last position (68.4°N , 20.6°E) before the balloon cut-off. The altitude at float varied between 34.0 and 34.4 km according to the onboard GPS data.

2.2 Satellite instruments

Satellite data are used to enhance the interpretation of the balloon measurements. IASI on board MetOp satellite allows for interpreting the evolution of CO spatial distribution and MODIS (MODerate resolution Imaging Spectroradiometer) on TERRA/AQUA allows for locating the fires.

The polar-orbiting MetOp-A, launched on 19 October 2006, is the first of three successive MetOp satellites. The IASI-MetOp instrument is a nadir-looking high resolution Fourier transform spectrometer (FTS). It is designed to provide atmospheric temperature and water vapour profiles for operational meteorology. Atmospheric concentrations of several key species important to climate forcing and atmospheric chemistry monitoring can be derived from IASI radiance measurements (Clerbaux et al., 2009), including a variety of reactive compounds in fire or volcanic plumes (Clarisse et al., 2011). In addition, IASI-MetOp offers an excellent horizontal coverage due to its across-track swath width of 2200 km, allowing for global coverage twice a day, with a field of view sampled by 2 ± 2 circular pixels each with a 12 km footprint diameter at nadir. IASI-MetOp measures CO on a global scale. CO total columns and vertical profiles (18 tropospheric layers and an additional upper layer) are retrieved in near real time from the nadir radiance spectra using the FORLI fast radiative transfer and retrieval software (George et al., 2009; Hurtmans et al., 2012). Here we also use NH_3 total columns (Coheur et al., 2009) retrieved using a similar approach but restricted only to scenes

where its spectral signature was unambiguously detected using a simple brightness temperature difference approach. Although this NH_3 product has not yet been validated, it is worth stressing that the total columns are overall consistent with those retrieved locally using a full line-by-line radiative transfer model (Clarisse et al., 2010).

MODIS (Giglio et al., 2003) on NASA Terra (MOD14) and Aqua (MYD14) satellites detects a wide spectral range of electromagnetic energy spread in 36 spectral bands ranging from 0.405 to 14.385 μm . We use the fire and thermal anomalies from climate modelling grid fire products at 0.5° resolution. Fire detection is performed using a contextual algorithm (Giglio et al., 2003) that exploits the strong emission of mid-infrared radiation from fires.

2.3 Model

Three models, namely FLEXTRA (Stohl et al., 1995), MIMOSA (Modèle Isentrope de transport Mésos-échelle de l'Ozone Stratosphérique par Advection; Hauchecorne et al., 2002), and REPROBUS (REactive PRocesses ruling the Ozone BUdget in the Stratosphere; Lefèvre et al., 1994) have been used to calculate backward trajectories to track air mass origin, to calculate potential vorticity maps to study dynamical conditions, and to determine the CO emission regional distribution, respectively.

FLEXTRA is a Lagrangian atmospheric trajectory model, developed at the Institute of Meteorology and Geophysics University of Vienna to compute trajectories from meteorological fields of the European Centre of Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF). We used the 3-hourly ERA-Interim reanalysis fields (Dee et al., 2011) with a horizontal resolution of $1^\circ \pm 1^\circ$ and 60 vertical levels. Clusters of three-dimensional backward trajectories in a volume of size $0.5^\circ \pm 0.5^\circ$ along latitude and longitude and 500 m height have been performed.

Potential vorticity (PV) maps are calculated using the MIMOSA contour advection model. This model performs high resolution advection calculations based on the ERA-Interim reanalysis (Dee et al., 2011) of wind, pressure and temperature. MIMOSA initially computes the PV field at a resolution of 1.125° in latitude and longitude vertically interpolated on an isentropic surface. This field is then interpolated on an x-y grid centred on the North Pole with a horizontal resolution of 37 ± 37 km (three grid points/degree) and advected with a time step of one hour. To preserve the homogeneity of the field, a regridding of the PV field on the original grid is calculated every 6 h. The information on diabatic changes in the PV field at large scales can be extracted from the ERA-Interim fields. For the MIMOSA model this is done by applying to the advected field a relaxation towards the ERA-Interim PV field calculations with a time constant of 10 days. This technique allows running continuously MIMOSA over periods of several months in order to follow the evolution of dynamical barriers and fine scale structures

such as vortex remnants and tropical intrusions (Marchand et al., 2003; Durry and Hauchecorne, 2005; Huret et al., 2006; Thiéblemont et al., 2011).

The REPROBUS 3D chemistry-transport model (Lefèvre et al., 1994; Jourdain et al., 2008) contains a detailed description of O_3 , NO_x , HO_x , ClO_x , BrO_x and CHO_x chemistry. It calculates the chemical evolution of 55 species using 160 gas-phase reactions and 6 heterogeneous reactions. Reaction rates coefficients are taken from the recommendations of Sander et al. (2006). The photolysis rates are calculated at every time step using a look-up table from the Tropospheric and Ultraviolet Visible (TUV) model (Madronich et al., 1999). The REPROBUS model extends from the ground up to 0.1 hPa, with a vertical resolution varying from less than 1 km near the tropopause level to 2.2 km in the upper part of the stratosphere. The horizontal resolution used for this study is $2^\circ \pm 2^\circ$. Zonally symmetric initial tracer fields are taken from the two-dimensional model described by Bekki et al. (1993, 1994). To represent the CO variability over the Northern Hemisphere, a typical 2000s MOPITT CO climatological analysis (Claeyman et al., 2010) with $2^\circ \pm 2^\circ$ lat-lon resolution was used to fix the monthly CO source at 500 hPa level. MOPITT CO data are referenced in numerous publications (see Deeter et al., 2003, 2010). Winds and temperatures (ERA-INTERIM) from ECMWF were used during the REPROBUS simulation to drive the transport of the stratospheric species and to compute their loss and production rates, respectively.

3 Measurement description and interpretation

One of the objectives of the StraPolÉté project was to study the origin of the polar stratospheric air in summer. This project combined both balloon-borne and satellite measurements with relevant dynamical models and chemistry-transport models.

3.1 Variability of the tropopause altitude during August 2009

The position of the tropopause plays a key role in the vertical distribution of the trace gas species (Hegglin et al., 2009). Indeed, the tropopause height provides a useful diagnosis to identify troposphere/stratosphere exchanges (Gettelman et al., 2011). Here, we used two definitions of the tropopause: the thermal tropopause (T_p) and the dynamical tropopause (D_p). The T_p is defined as the lowest level at which the lapse rates decrease to 2 K km^{-1} or less, and the lapse rates within the 2-km thick layer from this level do not exceed 2 K km^{-1} WMO (1957). The altitude of the T_p corresponds also to a vertical discontinuity in the static stability (Gettelman et al., 2011). The D_p is defined as the PV surfaces at 1.5, 2 and 3 PVU (Hoerling et al., 1991; Wernli et al., 2002; Gettelman et al., 2011), although the 2 PVU is generally used.

Table 1. Comparisons of the CO partial columns between 9 and 34 km altitude between SPIRALE and SWIR balloon instruments during summer 2009.

Date	Instrument	Column (9–34 km) (molecules cm ⁻²)	Errors (molecules cm ⁻²)
7 August 2009	SPF07	2.90 × 10 ¹⁷	±0.06
14 August 2009	SWF14	1.30 × 10 ¹⁷	±0.07
24 August 2009	SPF24	1.58 × 10 ¹⁷	±0.06

During the StraPolEte campaign, radio soundings (Vaisala Radiosonde RS92 type) were performed above Esrange to provide vertical profiles of ozone, pressure and temperature. Ozone profiles are shown in Fig. 1a. The red line denotes the T_p derived from temperature profiles. The D_p at 1.5, 2 and 3 PVU (white contour) has been calculated from the ERA-Interim PV reanalyses. The tropopause altitude presents a large variability during August 2009, varying between 500 hPa (~6 km) and 200 hPa (~12 km) for the D_p and between 350 hPa (~8 km) and 200 hPa (~12 km) for the T_p . The D_p for the three balloon flights was in the ranges [11.5, 11.9] km, [8.0, 8.4] km and [5.7, 8.7] km for SPF07, SWF14 and SPF24, respectively, corresponding to [1, 3] PVU surfaces. The T_p has also been calculated and was found to be 11.7, 9 and 9.5 km for SPF07, SWF14 and SPF24, respectively.

Generally, as seen in Fig. 1, the D_p and T_p are consistent, each other associated with the strong gradient observed in O₃ vmr ([0.1, 0.3] ppm) corresponding to the natural barrier created between the troposphere and the stratosphere. On 7–9, 20–21 and 29 August, the altitude of the tropopause is indeed higher than for the other days and the ozone gradient observed at the tropopause is weaker for these dates (~0.06 ppm/km for the three dates compared to ~0.1 ppm km⁻¹ for the other days). On 25 August, the T_p does not show a sharp decrease of the tropopause altitude as observed for the D_p . The boundary between the troposphere and the stratosphere is often marked by a band of strong PV gradient (Holton et al., 1995) observed during all August 2009, except on 25 August 2009 where the transition is more extended. Moreover, a high ozone vmr ([0.1, 0.35] ppm) is observed below the T_p on 25–26 August typical of stratospheric ozone values. These results suggest that an intrusion of stratospheric air deep into the troposphere occurred on 25 August.

SPF07 and the SPF24 flights were thus conducted during specific dynamical events. Figure 1b represents the ozone vertical profile from SPIRALE instrument during SPF07 and SPF24. During these flights, the Vaisala Radiosondes were flown as piggy back on the SPIRALE instrument and the ozone profiles resulting are also shown in Fig. 1b. We can notice that the SPIRALE and Vaisala profiles are in accor-

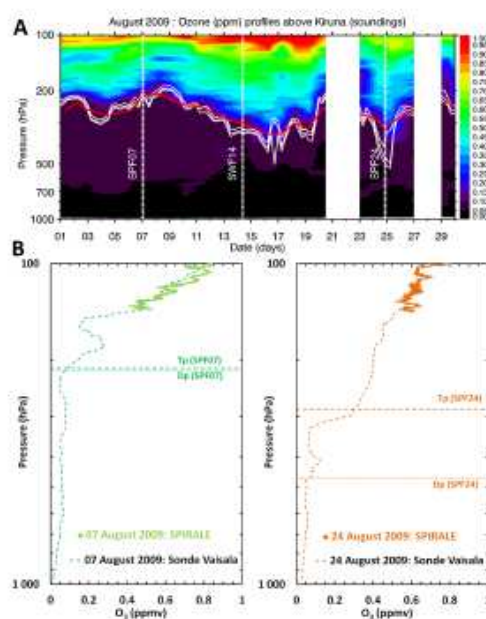


Fig. 1. (A) Ozone volume mixing ratio (vmr) in ppm over Kiruna from soundings (Vaisala Radiosonde RS92 type, www.vaisala.com) during August 2009 with the three flights SPF07, SWF14 and SPF24 represented in dashed lines. The white lines correspond to the 1.5, 2 and 3 PVU potential vorticity contours (1 PVU = 10⁻⁶ K m² kg⁻¹ s⁻¹) from ECMWF era-interim data corresponding to the dynamical tropopause. The red line corresponds to the thermal tropopause. (B) Ozone vmr in ppm from SPIRALE (coloured dots) and from Vaisala sounding (dash line) on 7 August 2009 (SPF07: green) and on 24 August 2009 (SPF24: orange). The T_p (dashed lines) and D_p (at 2 PVU) (dot line) are represented for each flight.

dance and are well connected. The tropopause altitudes are represented by dashed line for the T_p and by dotted line for the D_p (at 2 PVU). An ozone gradient at the tropopause is observed for the SPF07 and just below the T_p for the SPF24. The SPF07 sounding corresponds to a situation with a high tropopause and low ozone values are observed above the tropopause. SPF24 is characterized by a low D_p altitude (from 300 to 500 hPa) and an increase of ozone values above the D_p (a phenomenon more marked in the radiosounding 6 hours later), typical for a stratospheric intrusion case.

In the following, we choose the T_p as reference for the tropopause so as to rely on SPIRALE measurements of temperature, pressure and trace gas.

3.2 CO column variability during August 2009

The CO total columns from IASI-MetOp are shown in Fig. 2, represented in coloured squares for all overpasses around the Kiruna region for the three flights (SPF07, SWF14 and SPF24). The locations of the SPIRALE instrument trajectories are shown in black (top and bottom panels), and the SWIR data are shown in coloured circles (middle plot). When comparing the three figures, it appears that IASI CO total columns are different for each date:

- On 7 August a mean CO total column of $(1.88 \pm 0.12) \times 10^{18}$ molecules cm^{-2} is observed by IASI-MetOp close to the SPF07 flight track and in the entire range of latitude–longitude presented.
- On 14 August, the IASI-MetOp CO total columns are comparable to the CO total column measurements of SWF14 (coloured circle). Indeed, the mean CO total column from IASI is $(1.55 \pm 0.10) \times 10^{18}$ molecules cm^{-2} , whereas the average column retrieved from the SWIR-balloon is $(1.64 \pm 0.08) \times 10^{18}$ molecules cm^{-2} at the location of 68.2°N – 20.7°E . The spatial and temporal co-location is less than 0.5° in latitude and in longitude for the closest overpass as compared to the SWF14 trajectory.
- On the night of 24 to 25 August during SPF24, the IASI CO total columns reveal some high values in the east region, similar to those obtained on 7 August (Fig. 2a). However, in the vicinity of the SPF24 flight track, CO total columns are below $(1.69 \pm 0.09) \times 10^{18}$ molecules cm^{-2} .

The CO total column measured on 7 August is thus on average 15 % higher than the CO total columns on 14 August and on 24 August (close to the SPF24 flight track).

In order to derive information on the altitude range (stratosphere/troposphere) corresponding to the high CO total column values measured by IASI, we have calculated the CO partial columns from 9 to 34 km height (Table 1) measured by SPIRALE and SWIR-balloon instruments for the three balloon flights. It appears that whereas SWF14 and SPF24 partial columns are of the same order of magnitude, SPF07 partial column is around two times larger.

To conclude, the difference in the total column values between 7 August and 14 and 24 August is on average 0.2×10^{18} molecules cm^{-2} and the difference in the partial columns (between 9 and 34 km) is about 0.15×10^{18} molecules cm^{-2} . Consequently, the increase in the total column values is mainly (around 75 %), explained by the change in the CO concentration in the altitude range [9, 34] km. In the following, we focus on this part of the atmosphere.

3.3 Vertical distribution of CO from in situ measurements

The CO vertical profiles for both SPIRALE flights are displayed in Fig. 3 with altitude relative to the T_p .

The SPF24 vertical profile presents a 30–35 ppb averaged volume mixing ratio (vmr) above the T_p . In this profile part a very slight decrease of CO vmr with increasing altitude is observed. A CO gradient just at the T_p and an increase in CO values with decreasing altitudes below the T_p are observed. On the contrary, during SPF07, the CO profile presents strong variations and the vmr is greater by up to 60 ppb as compared to the SPF24 vmr. The SPF07 profile is in fact mainly characterized by two layers, one (L1) between 10.7 and 12.6 km (1.0 km below the T_p and 0.9 km above the T_p) with ~ 70 –80 ppb CO, so located in the upper troposphere and lower stratosphere, and the other one (L2) between 12.6 km altitude (0.9 km above the T_p) and 14.1 km (2.4 km above the T_p) with ~ 35 –45 ppb CO located in the stratosphere. In each layer, many thin structures are observed as evidences of atmospheric fine scale disturbance. At the height of 2.4 km above the T_p , both vertical profiles show similar features with CO vmr around 30 ppb, decreasing smoothly with altitude.

3.4 Data interpretation

3.4.1 Dynamical conditions

The stratospheric dynamical conditions are examined using the MIMOSA model results for 7, 14 and 24 August 2009 (Fig. 4):

- On 7 August during SPF07 (Fig. 4, top panels), a large low latitude air mass tongue ($PV < 6$ PVU) is located above Northern Europe at 340 K isentropic level (i.e. 12 km, L1). At 380 K (i.e. 14 km, L2), a thinner low latitude intrusion is recorded. The SPF07 vertical profile, recording two high CO laminae represented by L1 and L2 in Fig. 3, is in agreement with the MIMOSA maps where low PV intrusions are detected;
- On 14 August, high PV values (> 10 PVU) are observed above Kiruna (denoted by the white cross) at 340 and 380 K (Fig. 4, mid panel). This suggests the presence of typical polar air during the SWF14, which is confirmed by examining the SWIR results (Fig. 2b) having CO total column values typical from polar latitude;
- On 24 August finally, MIMOSA results at 340 K show that the launch of SPF24 occurred into a thin filament of high PV value located between two tongues of low PV (lower latitude). Such fine scale dynamical features are less pronounced at 380 K. The SPF24 vertical profile (Fig. 3, orange) and IASI CO total column (Fig. 2c, in the south-west part) display that low CO values have

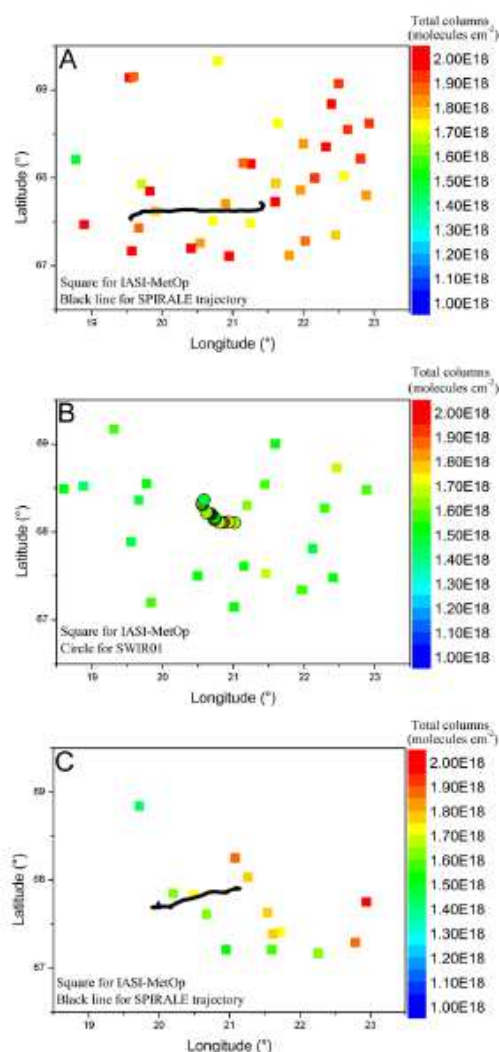


Fig. 2. Maps of CO total columns (molecules cm^{-2}) from IASI-MetOp satellite data, (A) on 7 August 2009, (B) on 14 August 2009 and (C) on 24 August 2009. IASI CO data are compared with balloon-borne data from SWIR01 instrument (coloured circles) on 14 August 2009, and the locations of the SPIRALE instrument trajectories are represented by the black solid line in (A) and (C).

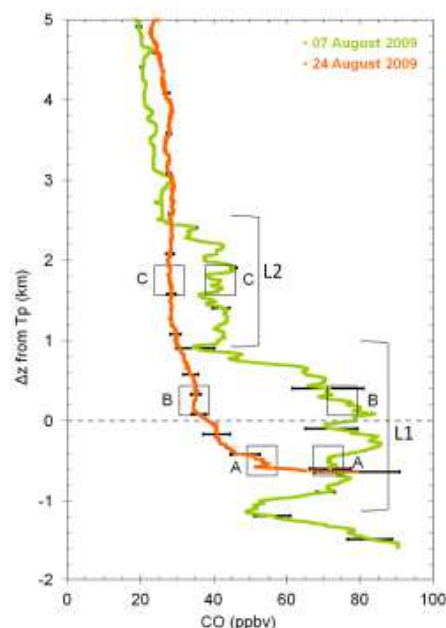


Fig. 3. SPIRALE vertical profiles of CO volume mixing ratios (in ppbv) with error bars above Esrange (67.9°N – 21.1°E , Sweden) on 7 August (green) and 24 August 2009 (orange). The vertical axis is the altitude relative to the thermal tropopause (T_p). The squares labelled A, B and C represent the altitudes of the clusters for the backward trajectories. L1 and L2 indicate two different layers (see Sect. 3.3).

been recorded, which is in agreement with the PV maps where polar air is detected along the flight position.

In summary, balloon measurements and MIMOSA maps are consistent with each other at the same isentropic levels. In particular, the MIMOSA model allows reproducing very thin dynamical structures such as polar filaments and low latitudes intrusions. However, the MIMOSA PV diagnosis does not inform on the origin of the 7 August high CO laminae. This aspect is investigated using the FLEXTRA trajectory calculation model.

3.4.2 Trajectory calculations

To investigate the origin of the polluted air masses sampled during SPF07 compared to the air sampled during SPF24, we have calculated 10-day 3-D backward trajectories (Fig. 5) for the three clusters corresponding to the top and bottom of L1 layer (squares A and B in Fig. 3) and to the middle of the L2 layer (square C in Fig. 3). The backward trajectories A and B are calculated each side of the thermal tropopause. In Fig. 5,

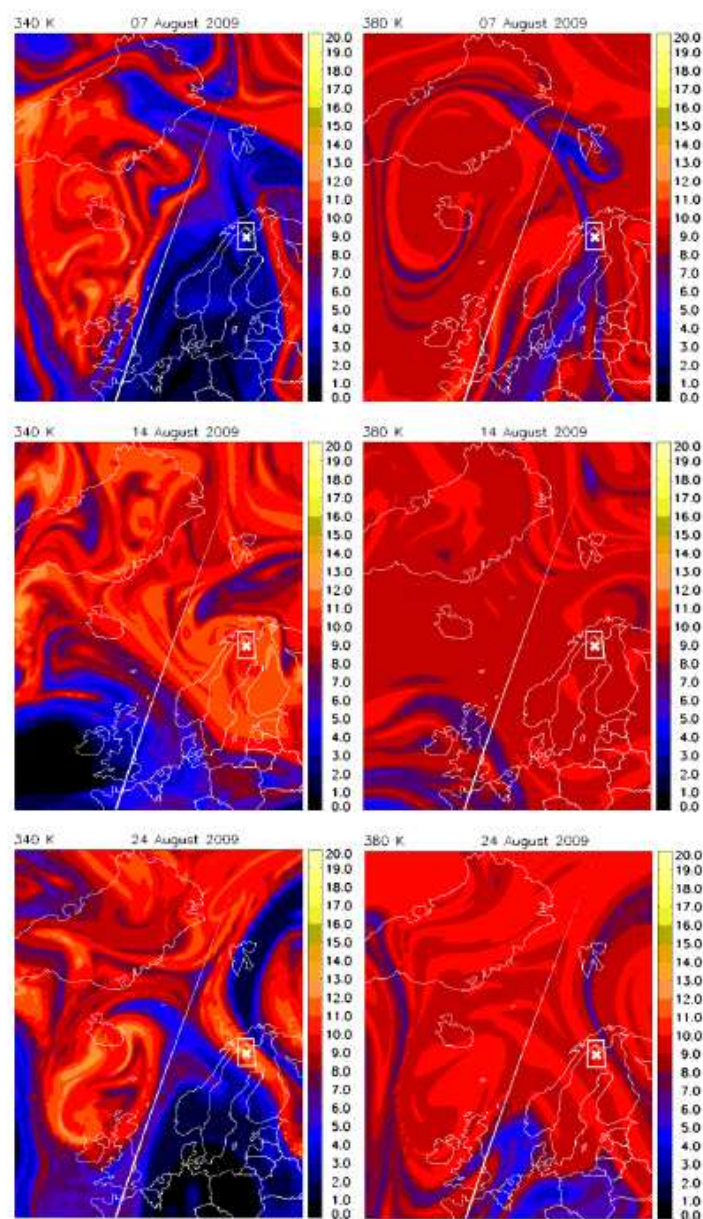


Fig. 4. Potential vorticity ($1 \text{ PVU} = 10^{-6} \text{ Km}^2 \text{ kg}^{-1} \text{ s}^{-1}$) from MIMOSA model at the 340 K level (left panels) and 380 K level (right panels) on 7 August 2009 at 00:00 UTC (top panels), on 14 August 2009 at 12:00 UTC (middle panels) and on 24 August 2009 at 18:00 UTC (bottom panels). The white cross shows the location of the balloon flights and the white square shows the position of the latitude-longitude shown in Fig. 2.

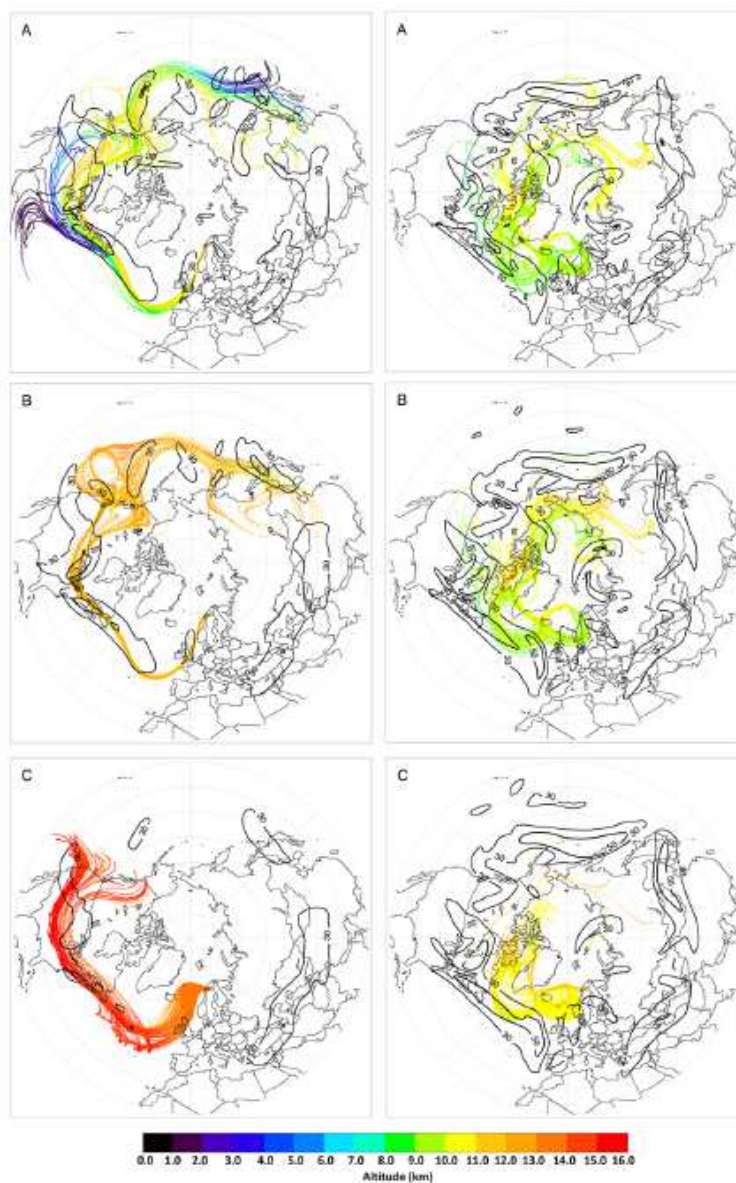


Fig. 5. Ten days backward trajectories calculated by the FLEXTRA model (Stohl et al., 1995) on 7 August 2009 (left panels) and on 24 August (right panels) for clusters centred in altitude relative to the thermal tropopause at (A) -500 m, (B) $+250$ m, (C) $+1750$ m, coupled with the ERA-Interim horizontal wind module on 7 August 2009 (black solid line) (m s^{-1}) at (A) 225 hPa, (B) 200 hPa and (C) 150 hPa and on 24 August 2009 at (A) 300 hPa, (B) 250 hPa and (C) 225 hPa.

we superimposed the horizontal wind speed (30 m s^{-1} and 50 m s^{-1} black isocontours) to indicate the location of the jet stream. The altitude of the air masses along the trajectories is illustrated by the colour code:

- For the SPF07 (Fig. 5, left column), the trajectories of panel A (L1 bottom, Fig. 3) show that high vertical transport occurred above North America and East Asia, allowing several air masses to be lifted from the ground to 10 km altitude in a few days. Following this ascent, the trajectories are advected eastward by the upper tropospheric jet stream. Panel B shows that the altitude along the trajectories is in the range [10, 14] km, thus that the transport is essentially horizontal and consistent with the location of the jet stream. On panel C (L2, Fig. 3), the influence of the jet stream on the horizontal transport still remains present although it starts to decrease at these altitudes (~ 13.5 km). The air masses sampled in the L2 are associated with an intrusion of air from North America ($30\text{--}45^\circ \text{ N}$, $(-75^\circ)\text{--}(-120^\circ) \text{ E}$) into polar stratosphere via isentropic transport along the 340–380 K level.
- The trajectories corresponding to the SPF24 (Fig. 5, right column) show that during their 10 days transport, air masses were advected from northern Asia (panels A and B) and North America (panel C) and northward of the jet stream (latitude $> 60^\circ \text{ N}$). The altitude evolution on the A and B panels reveals that air masses undergo a descent of ~ 2 km from North America to Kiruna ([10, 11] km to [8, 9] km and [10, 12] km to [9, 10] km, respectively). These altitude decreases along the trajectories are consistent with the event of stratospheric intrusion previously reported (Fig. 1, Sect. 3.1). The trajectories of the C panel do not reveal a significant fluctuation of the altitude.

The transport analysis confirms that SPF07 has sampled very different air masses in the polar region as compared to the other flights. This resulted in various long-range transport regimes: in the upper troposphere, fast transport from the mid-latitude ground (North America and East Asia) to the free troposphere occurred, followed by isentropic transport (for L1), whereas in the lowermost stratosphere, isentropic transport of mid-latitude air masses from North America occurred (L2). Both clusters of air parcels experienced fast inter-continental transport along the jet stream. Furthermore, the trajectories of SPF24 confirm the occurrence of a stratospheric intrusion into the troposphere on 24 August. The sources of the air masses probed for these dates are further discussed in the next section.

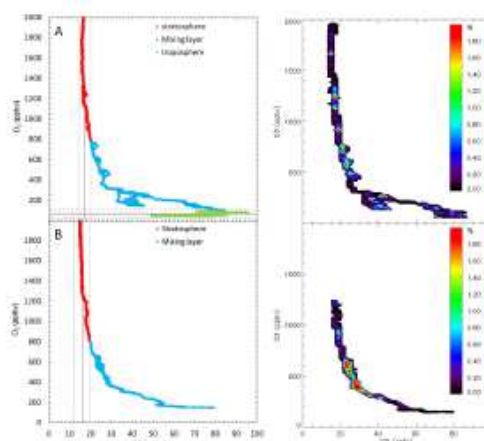


Fig. 6. Correlation between O_3 and CO from SPIRALE in situ measurements, (A) on 7 August 2009, and (B) on 24 August 2009. Left panel: correlation with colours corresponding to the measurements in the stratosphere (red colour), in the mixing layer (blue colour) and in the troposphere (green colour). The vertical grey line represents the stratospheric branch and the horizontal one the tropospheric branch; the dashed lines represent the 3σ deviation from the linear fit of the branches. Right panel: correlation with colours corresponding to the joint probability distribution function (PDFs) in % of the total number of CO – O_3 pairs between 8 km above the T_p and 0.6 km below the T_p .

4 Discussion

4.1 O_3 : CO correlation

Tracer-tracer correlations are a powerful diagnosis tool for stratospheric transport and mixing analysis (Hoor et al., 2002; Huret et al., 2006). In particular, we are interested in the O_3 : CO correlation in the upper troposphere–lower stratosphere (UTLS), which has also been used in recent studies for transport diagnoses (Fischer et al., 2000; Hoor et al., 2002; Pan et al., 2004; Pitre et al. 2008; Hegglin et al., 2009; Roiger et al., 2011). CO is mainly produced or emitted in the troposphere and its concentration smoothly decreases with altitude in the stratosphere, reaching a vmr minimum of about 10–15 ppb around 19–22 km altitude. Unlike CO , O_3 is mainly produced in the stratosphere and has consequently a low vmr in the troposphere (below 100 ppb, Bethan et al., 1996). Consequently, without mixing between the stratosphere and the troposphere around the tropopause, the correlation between CO and O_3 has an L-shape. This is illustrated by the grey lines in Fig. 6a (left panel). The vertical line of the “L” is called the stratospheric branch and its horizontal line the tropospheric branch. Figure 6 shows the correlation between CO and O_3 on 7 August (a) and 24 August (b)

for SPF07 and SPF24, respectively. We use the CO and O₃ simultaneous measurements from SPIRALE. However, as the O₃ measurements start only at 14 km (Fig. 1b), we have completed the lower part of the profile by the measurements from the Vaisala sounding (Sect. 3.1). The correlations of the left panels are divided into different parts: the stratospheric part, the tropospheric part, and the mixing layer. According to Hegglin et al. (2009), the tropospheric branch is defined by O₃ vmr < 100 ppb. We choose to define similarly the stratospheric branch as the part of the profile with CO vmr < 20 ppb. Both branches are represented by lines based on CO and O₃ averages with uncertainties of 3σ and values for CO vmr > 20 ppb and O₃ vmr > 100 ppb defining the mixing layer (Hegglin et al., 2009). Note that the tropospheric branch for SPF24 could not be determined because all O₃ values are larger than 100 ppbv over the altitude range with correlative CO measurements (i.e. 0.6 km below the T_p). The Vaisala ozone sonde allowed measurements of O₃ at lower altitudes and showed that the 100 ppb limit was reached for altitudes lower than 8.7 km, i.e. 0.8 km below the local thermal tropopause.

The mixing layer is different for the two flights. For SPF07, the mixing layer is extending from T_p to ~4.8 km above the T_p. For SPF24, the mixing layer is present ~7 km above the T_p and ~0.8 km below the T_p. The origin of the air masses for these mixing layers is also very different, as explained in Sect. 3.4.2. The right panels of Fig. 6 represent the probability distribution function in percentage of all the measurements for altitude between 8 km above the T_p and 0.6 km below the T_p. The distribution of the correlation points is more uniform in the mixing layer for SPF07 than for SPF24, with CO vmr more likely included in the range [20, 80] ppb and O₃ vmr in the range [100, 700] ppb in the first case, while [20, 40] ppb CO and [300, 700] ppb O₃ are more observed in the second case. As seen in Sect. 3.4.2., air masses for SPF07 are indeed coming from mid-latitude troposphere and stratosphere, whereas air is more from stratospheric polar origin for SPF24, confirming the stratospheric intrusion in the latter case.

4.2 The L1 layer origin

The objective of this section is to characterize the CO sources (urban pollution and/or fires) responsible for the polluted L1 layer observed by SPIRALE on 7 August.

4.2.1 Anthropogenic and natural CO sources

Figure 7 shows the evolution of IASI CO total column from 28 July (10 days before the flight) to 7 August in the Northern Hemisphere. At the end of July, the CO transport from East Asia is well illustrated in this figure and the localisation of the air masses (of L1) is highlighted by black circles (clusters A resulting from FLEXTRA simulation, Sect. 3.4.2). At the beginning, the CO plume is located at

105–160° E and 30–65° N over East Asia and Siberia. It has CO total columns higher than 3.25×10^{18} molecules cm⁻² (Fig. 7a). Figure 7b illustrates the plume pollution transport across the Pacific Ocean from Asia (180° E–40° N) to North America (–130° E–65° N) during two days (31 July and 1 August). Then the pollution crosses North America toward the Atlantic Ocean (Fig. 7c). CO total column values are lower than values found 6 days before but still significant ($> 2.25 \times 10^{18}$ molecules cm⁻²). Starting from 5 August 2009, a long tongue of CO with columns higher than 2.25×10^{18} molecules cm⁻² appears over the Atlantic Ocean (in green colour in Fig. 7d). Two days before the intrusion of 7 August, the CO plume is located in the middle of the Atlantic Ocean (40–50° N) and over Western Europe. Then the pollution intrusion crosses Northern Europe with CO total column between 2.00×10^{18} and 2.50×10^{18} molecules cm⁻² on 7 August 2009.

Figure 7 reveals several areas of high CO concentration (with columns $> 2.8 \times 10^{18}$ molecules cm⁻²) along the air mass trajectories (black circle), over northern East Asia and over North America. To identify the origin of the pollution, we used, in addition to CO, ammonia (NH₃) columns from IASI and fires detection from MODIS. Indeed, CO is mainly emitted from biomass burning, fuel consumption, industry and from in situ oxidation of organics (Seinfeld and Pandis, 2006). Agriculture and biomass burning are the main sources of NH₃ (Bouwman et al., 1997). Consequently, NH₃ and CO have only one source in common, biomass burning, whereas the other sources are quite incompatible. NH₃ total column coupled with other gas tracers such as CO has already been used by Coheur et al. (2009) to highlight the strong fires that have occurred in the Mediterranean Basin in August 2007. These authors showed the good correlation between the CO and NH₃ emissions when the Greek fires occurred. In order to identify the geographical area of biomass burning from 10 to 5 days before the flight, NH₃ and CO maps are coupled with fire detection maps from MODIS shown in Fig. 8. The comparison between the CO and NH₃ distributions highlights two areas of high concentrations for both species along the air mass trajectories (labelled by dates with black circles in Fig. 8): one over Siberia (130–160° E, 60–65° N) and the other one over Alaska–Canada ((–125)–(–155°) E, 50–70° N). The correlation between CO and NH₃ plumes suggests a biomass burning origin for the enhanced concentrations, and not high CO concentrations due to the imported pollution from other regions. This is further confirmed by the location of the MODIS fire counts (Fig. 8, bottom).

We thus have three candidate regions for pollution to explain the unusual CO measurements in the polar atmosphere: anthropogenic emissions from East Asia, and fire emissions from Alaska–Canada and Siberia. In addition, backward-trajectory calculations (Sect. 3.4.2, Fig. 5a, left) have shown pollution from North America origin. In the next section, we test the relative impact of each region on the polar atmosphere on 7 August 2009 for L1.

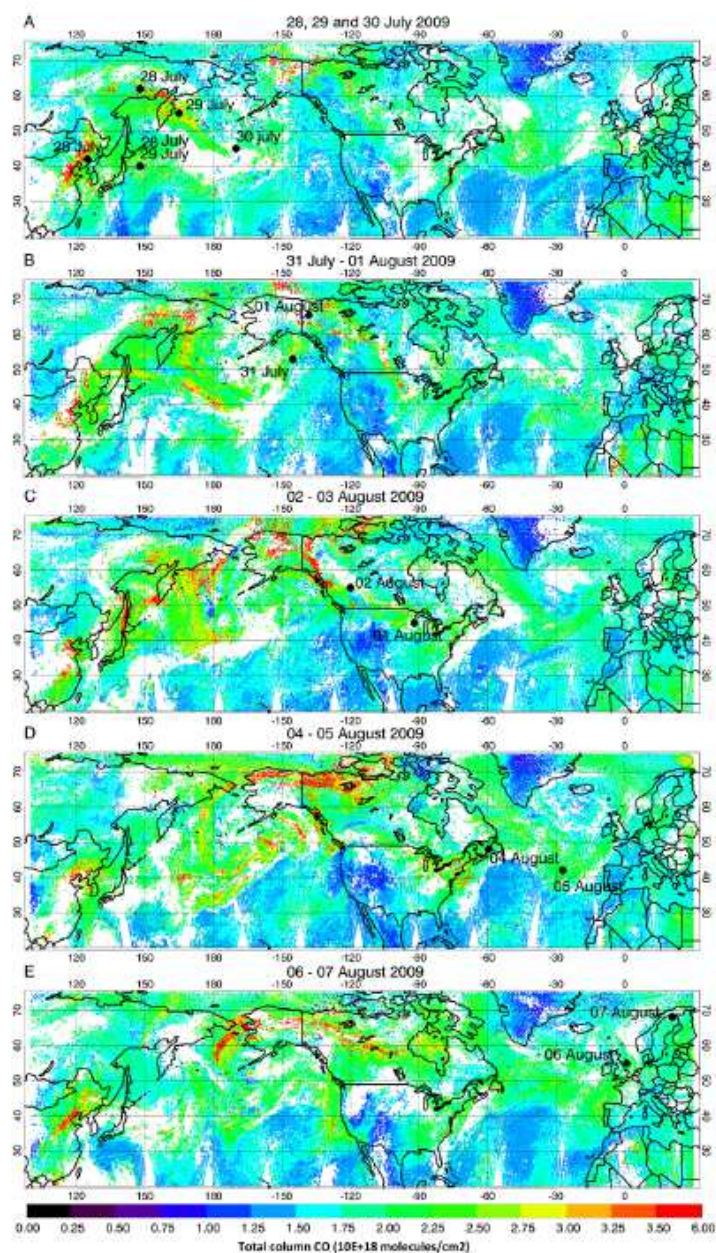


Fig. 7. CO total column (molecules cm⁻²) from IASI-MetOp satellite evolution from 29 July 2009 (A) to 7 August 2009 (E). The circles indicate the location of the air masses before the flight day (clusters A and B resulting from FLEXTRA simulation).

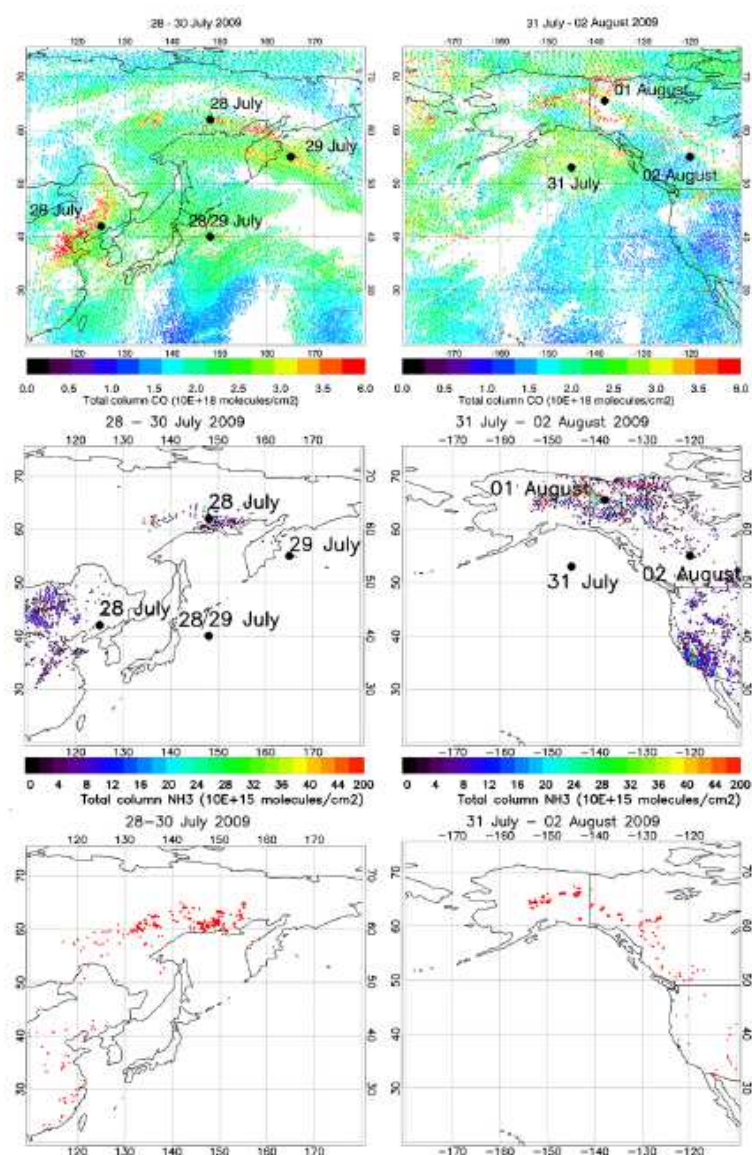


Fig. 8. CO and NH₃ total column (molecules cm⁻²) (top and middle panels) from the IASI instrument and fire detection by MODIS (bottom panels) (each red point symbolizes a fire location) from 29 to 30 July 2009 over north of East Asia (left panels) and from 31 July to 2 August 2009 over North America (right panels). The circles indicate the location of the air masses before the flight day (clusters A and B resulting from FLEXTRA simulation).

Table 2. Additional CO volume mixing ratio (ppb) in the intrusion on 7 August 2009 (difference between CO (7 August) and CO (24 August)), at -500 m (L1 A, Fig. 3) and $+250$ m (L1 B, Fig. 3) relative altitudes to the thermal tropopause (T_p). Simulation 1 is with a mask (#1) over East Asia; simulation 2 with a mask (#2) over North America. See text (Sect. 4.2.2) for details.

Simulation	Region	+250 m	-500 m
		CO (7 Aug)– CO (24 Aug)	CO (7 Aug)– CO (24 Aug)
Control run	World	32 (100 %)	30 (100 %)
1	East Asia	7 (22 %)*	8.8 (29 %)*
2	North America	1 (3 %)*	19 (63 %)*
3	Fires	0 (0 %)	0 (0 %)

* Proportion of air from the source region in the intrusion over Kiruna on 7 August 2009.

4.2.2 CO emission regional distribution determined by simulation

To evaluate the potential impact of these anthropogenic and natural sources, we have performed simulations using the REPROBUS CTM. Three different masks were applied on MOPITT CO analyses used by REPROBUS as CO source at 500 hPa. In simulations 1, 2 and 3, only East Asia (105° – 150° E, 20° – 45° N) emissions, Northern America ((-75°) – (-120°) E, 30° – 45° N) emissions, and Siberia–Alaska–Canada fire emissions were taken into account, respectively. We performed a control run using the global MOPITT CO climatology. Figure 9 shows the spatial extension of masks. The test results are shown in Table 2 for two different altitudes corresponding to the top (250 m above the T_p) and the bottom (500 m below the T_p) of L1.

The first simulation (Mask 1) tests the impact of the East Asia CO emission on the polar UTC/LMS. The value on 7 August is larger by 7 ppb at 250 m above the T_p and 8.8 ppb at 500 m below the T_p than the value on 24 August. In the control case, this difference is increased by a factor of 4 (larger by 30 ppb) and therefore the L1 pollution is not exclusively explained by these Asia CO emissions. According to the FLEXTRA backward trajectories (Sect. 3.4.2., Fig. 5), we considered that on 24 August 2009 the air masses are coming only from the polar latitudes. Consequently, we can consider the air masses of 24 August 2009 as typical background polar air (with different origins). So, the difference between the 7 and 24 August for REPROBUS simulation 1 is only due to the intrusion and we can calculate the proportion of air from East Asia in the intrusion. We found 23 and 30 % of CO in the air mass present in the L1 layer on 7 August 2009 over Kiruna originate from anthropogenic East Asia pollution for altitude 250 m above the T_p (L1 B, Fig. 3) and for altitude 500 m below the T_p (L1 A, Fig. 3), respectively.

Similarly, simulation 2 tests the impact of North America emissions on polar UTC/LMS. The CO vmr on 7 August is larger by 1 ppb at 250 m above the T_p and 19 ppb at 500 m below the T_p compared to 24 August. As previously, we can calculate the proportion of CO originating from North America in the intrusion. Totals of 3 and 60 % of CO in the air mass present on 7 August 2009 over Kiruna originate from North America for altitudes 250 m above the T_p and 500 m below the T_p , respectively.

And finally, simulation 3 tests the impact of fires emissions from Siberia, Canada and Alaska on polar UTC/LMS. No differences are observed between the flights. So, the fires in these regions have the same influence for both flights.

According to the simulations, the air masses sampled in the L1 mainly come from anthropogenic emissions. The stratospheric part of L1 (250 m above the T_p) is more influenced by East Asia than North America pollution, while the tropospheric part (500 m below the T_p) is influenced less by East Asia than by North America pollution. The fires in Alaska, Canada and Siberia have a negligible influence on the CO vmr in the intrusion. This is also in agreement with the FLEXTRA trajectories (Sect. 3.4.2 and Fig. 5), which show that the Alaska–Canada fire emissions influence equally SPF07 and SPF24.

Some care has to be given to the above analyses, given that the REPROBUS CO concentrations are nudged by the monthly CO climatology at 500 hPa level. CO at this level could have several origins corresponding to regional or long-range transport. All CO pollution coming from nearby regions, e.g. biomass burning in Alaska–Canada ((-125°) – (-155°) E, 50° – 70° N) (Wotawa et al., 2000) or CO transport across the Pacific Ocean, Liang et al., 2004), and crossing the mask have been taken into account in our calculation. So, the relative parts of the long-range transport have to be taken as maxima.

5 Conclusions and perspectives

Eight balloon flights were launched during the StratoPolE campaign between 2 August and 12 September 2009 from ESRANGE base (Swedish Space Corporation) close to Kiruna, Sweden. Among these flights, the SPIRALE instrument flew twice, on 7 August and on 24 August. In addition, the SWIR-balloon instrument flew on 14 August.

The altitude of the tropopause has been identified for the StratoPolE campaign according to several definitions (thermal tropopause and dynamical tropopause) to discuss in detail the troposphere/stratosphere exchange.

CO total column satellite data from IASI-MetOp instrument for the three dates of flights were used to understand the spatial and temporal CO variability observed during the three balloon flights. IASI measures comparable low CO concentrations on 14 and 24 August and much higher values on 7 August. SPIRALE and SWIR CO partial columns between

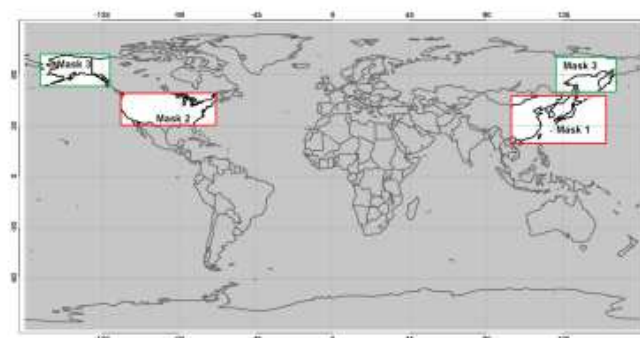


Fig. 9. Spatial extensions of mask 1, mask 2 and mask 3: the CO emissions in the grey part are not taken into account for simulation 1 or 2 or 3, depending on the mask. The green mask (#3) takes into account more fire emissions and the red masks (#1, #2) more anthropogenic emissions.

9 and 34 km were compared and allowed us to confirm that the enhancement of CO is localised in the stratosphere.

The SPIRALE balloon-borne instrument observations in the lower stratosphere on 7 August showed two layers of air with very high CO levels (volume mixing ratios near 80 ppb). The layers extend over the potential temperature range [320, 380] K (10–14 km), with the CO maximum of 80 ppb at 330 K (11.4 km). The CO mixing ratio in the range [50, 80] ppb is typical from mid-latitude values. These CO data are consistent with poleward intrusions from mid-latitudes represented by low PV region detected at 340 K and 380 K, as shown by MIMOSA model. Ten days backward trajectories between 10.5 and 15 km from Kiruna were calculated by using FLEXTRA model. The upper layer, extending from 12.6 to 14 km, is associated with air mass intrusion from mid-latitudes (North America). Air masses of the lower layer, below 12.6 km (L1), were shown to originate from East Asia and North America, entering the polar UTLS by fast transport from the mid-latitude lower levels (altitude < 4 km) into free troposphere, followed by isentropic transport. The O₃:CO correlation of the two flights of SPIRALE confirmed that a recent mixing with tropospheric air occurred in the region called mixing layer on 7 August 2009 and mixing with stratospheric air occurred on 24 August 2009.

We have also investigated the origin, evolution and transport of air masses of the lower layer (L1, i.e. below 12.6 km). The plume pollution was ascending over West Pacific near Japan and North America. After the initial ascent, the plume crossed the North Pacific Ocean, North America, and the North Atlantic Ocean in a fast zonal flow. IASI-MetOp measurements were also used to detect where high CO concentrations occurred and allowed us to provide information on the origins of CO source. The CO total column maps were combined with NH₃ distributions from IASI and fire counts from

MODIS and were used to detect anthropogenic area emission over East Asia and North America and biomass burning regions over Siberia and Alaska–Canada as potential CO sources impacting the polar region.

To evaluate the potential impact of these anthropogenic and natural sources on the air masses of the intrusion, we have performed simulations using the REPROBUS CTM. According to all the simulations, the air masses present in the lower layer (L1) mainly come from anthropogenic emissions. The stratospheric part of L1 (11.7–12.6 km, Fig. 3) is more influenced by East Asia than North America pollution, while the reverse is true for the tropospheric part (10.5–11.7 km, Fig. 3) of the profile. The fires over Siberia and Alaska–Canada have negligible influence on the CO vmr present in the intrusion.

In this study, only one case was described. However, in August 2009 there were two other similar phenomena simulated by MIMOSA model and shown by ozone sounding – on 21 and 29 August. Therefore, the 7 August 2009 intrusion might not be an isolated case. The climatology of the intrusions during several summers should be established to better study the impact of urban mid-latitude pollution on the Arctic regions. Studies using trajectory models have very recently evaluated the impact of three regions, namely Europe, USA and East China on the Arctic (e.g. Harrigan et al., 2011).

Acknowledgements. The authors thank the LPC2E technical team (L. Pomathiod, B. Gaubicher, G. Chalumeau, B. Coité, T. Vincent and F. Savoie) for the SPIRALE instrument preparation, the LPMAA technical team (I. Pépin, C. Rouille and P. Marie-Jeanne) for the SWIR-balloon instrument preparation, the CNES balloon launching team and the Swedish Space Corporation at Estrange for successful operations, and A. Hauchecorne and F. Lefèvre for making available the MIMOSA and REPROBUS models. The

ETHER database (Pôle thématique du CNES-INSU-CNRS) and the "CNES sous-direction Ballon" are partners of the project. The StraPolEte project was funded by the French "Agence Nationale de la Recherche" (ANR-BLAN08-1-31627), the "Centre National d'Etudes Spatiales" (CNES), and the "Institut Polaire Paul-Emile Victor" (IPEV). In general, we acknowledge the mission scientists and Principal Investigators who provided the data used in this research effort (MODIS). IASI has been developed and built under the responsibility of the CNES. It is flown on board the MetOp satellites as part of the EUMETSAT Polar System. The IASI L1 data are received through the EUMETCast near-real-time data distribution service. Part of the work on IASI was supported by EUMETSAT through the O3SAF project. P. F. Coheur is Research Associate with F. R. S.-FNRS and its research is also funded by the Belgian State Federal Office for Scientific, Technical and Cultural Affairs and the European Space Agency (ESA-Prodex arrangement), and the Actions de Recherche Concertées (Communauté Française de Belgique). Cathy Clerbaux is grateful to CNES for scientific collaboration and financial support. L. Clarisse, J. Hadji-Lazaro, D. Hurtmans, M. George, Y. Ngadi and M. Van Damme are acknowledged for scientific development and maintenance of the CO and NH₃ products from IASI.

Edited by: A. Engel



The publication of this article is financed by CNRS-INSU.

References

- Akimoto, H.: Global Air Quality and Pollution, *Science*, 302, 1716–1719, 2003.
- Baldwin, M. P., Dameris, M., and Shepherd, T. G.: How will the stratosphere affect climate change?, *Science*, 316, 1576–1577, 2007.
- Bekki, S. and Pyle, J. A.: Potential impact of combined NO_x and SO_x emissions from future high speed civil transport aircraft on stratospheric aerosols and ozone, *Geophys. Res. Lett.*, 20, 723–726, 1993.
- Bekki, S. and Pyle, J. A.: A two-dimensional modeling study of the volcanic eruption of mount Pinatubo, *J. Geophys. Res.*, 99, 861–869, 1994.
- Berntsen, T. K., Karlsdottir, S., and Jaffe, D. A.: Influence of Asian emissions on the composition of air reaching the North Western United States, *J. Geophys. Res.*, 26, 2171–2174, 1999.
- Bethan, S., Vaughan, G., and Reid, S. J.: A comparison of ozone and thermal tropopause heights and the impact of tropopause definition on quantifying the ozone C5694 content of the troposphere, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 122, 929–944, 1996.
- Bouwman, A. F., Lee, D. S., Asman, W. A. H., Dentener, F. J., Van Der Hoek K. W., and Olivier, J. G. J.: A global high-resolution emission inventory for ammonia, *Global Biogeochem. Cy.*, 11, 561–587, 1997.
- Brioude, J., Cammas, J.-P., and Cooper, O. R.: Stratosphere-troposphere exchange in a summertime extratropical low: analysis, *Atmos. Chem. Phys.*, 6, 2337–2353, doi:10.5194/acp-6-2337-2006, 2006.
- Brock, C. A., Cozic, J., Bahreini, R., Froyd, K. D., Middlebrook, A. M., McComiskey, A., Brioude, J., Cooper, O. R., Stohl, A., Aikin, K. C., de Gouw, J. A., Fahey, D. W., Ferrare, R. A., Gao, R.-S., Gore, W., Holloway, J. S., Hübner, G., Jefferson, A., Lack, D. A., Lance, S., Moore, R. H., Murphy, D. M., Nenes, A., Novelli, P. C., Nowak, J. B., Ogren, J. A., Peischl, J., Pierce, R. B., Pilewskie, P., Quinn, P. K., Ryerson, T. B., Schmidt, K. S., Schwarz, J. P., Sodemann, H., Spackman, J. R., Stark, H., Thomson, D. S., Thornberry, T., Veres, P., Watts, L. A., Warneke, C., and Wollny, A. G.: Characteristics, sources, and transport of aerosols measured in spring 2008 during the aerosol, radiation, and cloud processes affecting Arctic Climate (ARCPAC) Project, *Atmos. Chem. Phys.*, 11, 2423–2453, doi:10.5194/acp-11-2423-2011, 2011.
- Claeyman, M., Attié, J.-L., El Amraoui, L., Cariolle, D., Peuch, V.-H., Teyssède, H., Josse, B., Ricaud, P., Massart, S., Piacentini, A., Cammas, J.-P., Livesey, N. J., Pumphrey, H. C., and Edwards, D. P.: A linear CO chemistry parameterization in a chemistry-transport model: evaluation and application to data assimilation, *Atmos. Chem. Phys.*, 10, 6097–6115, doi:10.5194/acp-10-6097-2010, 2010.
- Clarisse, L., Shephard, M. W., Dentener, F., Hurtmans, D., Cady-Pereira, K., Karagulian, F., Van Damme, M., Clerbaux, C., and Coheur, P. F.: Satellite monitoring of ammonia: A case study of the San Joaquin Valley, *J. Geophys. Res. Atmos.*, 115, D13302, doi:10.1029/2009JD013291, 2010.
- Clarisse, L., R'Honi, Y., Coheur, P. F., Hurtmans, D., and Clerbaux, C.: Thermal infrared nadir observations of 24 atmospheric gases, *Geophys. Res. Lett.*, 38, L10802, doi:10.1029/2011GL047271, 2011.
- Clerbaux, C., Hadji-Lazaro, J., Payan, S., Camy-Peyret, C., and Mégie, G.: Retrieval of CO columns from IMG/ADEOS spectra, *IEEE T. Geosci. Remote*, 37, 1657–1661, 1999.
- Clerbaux, C., Boynard, A., Clarisse, L., George, M., Hadji-Lazaro, J., Herbin, H., Hurtmans, D., Pommier, M., Razavi, A., Turquety, S., Wespes, C., and Coheur, P.-F.: Monitoring of atmospheric composition using the thermal infrared IASI/MetOp sounder, *Atmos. Chem. Phys.*, 9, 6041–6054, doi:10.5194/acp-9-6041-2009, 2009.
- Coheur, P.-F., Clarisse, L., Turquety, S., Hurtmans, D., and Clerbaux, C.: IASI measurements of reactive trace species in biomass burning plumes, *Atmos. Chem. Phys.*, 9, 5655–5667, doi:10.5194/acp-9-5655-2009, 2009.
- Cooper, O. R., Forster, C., Parrish, D., Trainer, M., Dunlea, E., Ryerson, T., Hübner, G., Fehsenfeld, F., Nicks, D., Holloway, J., de Gouw, J., Warneke, C., Roberts, J. M., Flocke, F., and Moody, J.: A case study of transpacific warm conveyor belt transport: Influence of merging airstreams on trace gas import to North America, *J. Geophys. Res.*, 109, D23S08, doi:10.1029/2003JD003624, 2004.
- Dee, D. P., Uppala, S. M., Simmons, A. J., P. Berrisford, Poli, P., Kobayashi, S., Andrae, U., Balmaseda, M. A., Balsamo, G., Bauer, P., Bechtold, P., M. Beljaars, A. C., van de Berg, L., Bid-

- lot, J., Bormann, N., Delsol, C., Dragani, R., Fuentes, M., Geer, A. J., Haimberger, L., Healy, S. B., Hersbach, H., Holm, E. V., Isaksen, I., Kallberg, P., Kohler, M., Matricardi, M., McNally, A. P., Monge-Sanz, B. M., Morcrette, J.-J., Park, B.-K., Peubey, C., de Rosnay, P., Tavolato, C., Thepaut, J.-N., and Vitart, F.: The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 137, 553–597, 2011.
- Deeter, M. N., Emmons, L. K., Francis, G. L., Edwards, D. P., Gille, J. C., Warner, J. X., Khatatov, B., Ziskin, D., Lamarque, J. F., Ho, S. P., Yudin, V., Attié, J. L., Packman, D., Chen, J., Mao, D., and Drummond, J. R.: Operational carbon monoxide retrieval algorithm and selected results for the MOPITT instrument, *J. Geophys. Res.*, 108, 4399, doi:10.1029/2002JD003186, 2003.
- Deeter, M. N., Edwards, D. P., Gille, J. C., Emmons, L. K., Francis, G., Ho, S.-P., Mao, D., Masters, D., Worden, H., Drummond, J. R., and Novelli, P. C.: The MOPITT version 4 CO product: Algorithm enhancements, validation, and long-term stability, *J. Geophys. Res.*, 115, D07306, doi:10.1029/2009JD013005, 2010.
- Duray, G. and Hauchecorne, A.: Evidence for long-lived polar vortex air in the mid-latitude summer stratosphere from in situ laser diode CH₄ and H₂O measurements, *Atmos. Chem. Phys.*, 5, 1467–1472, doi:10.5194/acp-5-1467-2005, 2005.
- Elliott, S., Blake, D. R., Duce, R. A., Lai, C. A., McCreary, I., McNair, L., ARowland, F. S., Russell, A. G., Streit, G. E., and Turco, R. P.: Motorization of China implies changes in Pacific air chemistry and primary production, *Geophys. Res. Lett.*, 24, 2671–2674, doi:10.1029/97GL02800, 1997.
- Engel, A., Bonisch, H., Brunner, D., Fischer, H., Franke, H., Günther, G., Gurk, C., Hegglin, M., Hoor, P., Königstedt, R., Krebsbach, M., Maser, R., Parchatka, U., Peter, T., Schell, D., Schiller, C., Schmidt, U., Spelten, N., Szabo, T., Weers, U., Wernli, H., Wetter, T., and Wirth, V.: Highly resolved observations of trace gases in the lowermost stratosphere and upper troposphere from the Spurt project: an overview, *Atmos. Chem. Phys.*, 6, 283–301, doi:10.5194/acp-6-283-2006, 2006.
- Fiedler, V., Nau, R., Ludmann, S., Arnold, F., Schlager, H., and Stohl, A.: East Asian SO₂ pollution plume over Europe – Part 1: Airborne trace gas measurements and source identification by particle dispersion model simulations, *Atmos. Chem. Phys.*, 9, 4717–4728, doi:10.5194/acp-9-4717-2009, 2009.
- Fischer, H., Wienhold, G., Hoor, P., Bujok, O., Schiller, C., Siegmund, P., Ambaum, M., Scheeren, H. A., and Lelieveld, J.: Tracer correlations in the northern high latitude lowermost stratosphere: Influence of cross tropopause mass exchange, *Geophys. Res. Lett.*, 27, 97–100, 2000.
- Forster, P. M. D. E. F. and Joshi, M.: The Role of Halocarbons in The Climate Change of The Troposphere And Stratosphere, *Climatic Change*, 71, 249–266, doi:10.1007/s10584-005-5955-7, 2005.
- George, M., Clerbaux, C., Hurtmans, D., Turquety, S., Coheur, P.-F., Pommier, M., Hadji-Lazaro, J., Edwards, D. P., Worden, H., Luo, M., Rinsland, C., and McMillan, W.: Carbon monoxide distributions from the IASI/METOP mission: evaluation with other space-borne remote sensors, *Atmos. Chem. Phys.*, 9, 8317–8330, doi:10.5194/acp-9-8317-2009, 2009.
- Gentelman, A., Hoor, P., Pan, L. L., Randel, W. J., Hegglin, M. I., and Birner, T.: The extratropical upper troposphere and lower stratosphere, *Rev. Geophys.*, 49, RG3003, doi:10.1029/2011RG000355, 2011.
- Giglio, L., Descloitres, J., Justice, C. O., and Kaufman, Y. J.: An enhanced contextual fire detection algorithm for MODIS, *Remote Sens. Environ.*, 87, 273–282, http://modis-fire.umd.edu, 2003.
- Harrigan, D. L., Fuelberg, H. E., Simpson, J. J., Blake, D. R., Carmichael, G. R., and Diskin, G. S.: Anthropogenic emissions during Arctic-A: mean transport characteristics and regional case studies, *Atmos. Chem. Phys.*, 11, 8677–8701, doi:10.5194/acp-11-8677-2011, 2011.
- Hauchecorne, A., Godin, S., Marchand, M., Heese, B., and Souprayen, C.: Quantification of the transport of chemical constituents from the polar vortex to midlatitudes in the lower stratosphere using the high-resolution advection model MI-MOSA and effective diffusivity, *J. Geophys. Res.*, 107, 8289, doi:10.1029/2001JD000491, 2002.
- Hegglin, M. I., Brunner, D., Peter, T., Hoor, P., Fischer, H., Staehelin, J., Krebsbach, M., Schiller, C., Parchatka, U., and Weers, U.: Measurements of NO, NO₂, N₂O, and O₃ during SPURT: implications for transport and chemistry in the lowermost stratosphere, *Atmos. Chem. Phys.*, 6, 1331–1350, doi:10.5194/acp-6-1331-2006, 2006.
- Hegglin, M. I., Boone, C. D., Manney, G. L., and Walker, K. A.: A global view of the extratropical tropopause transition layer from Atmospheric Chemistry Experiment Fourier Transform Spectrometer O₃, H₂O, and CO, *J. Geophys. Res.*, 114, D00B11, doi:10.1029/2008JD009984, 2009.
- Hoerling, M. P., Schaack, T. K., and Lenzen, A. J.: Global objective tropopause analysis, *Mon. Weather Rev.*, 119, 1816–1831, doi:10.1175/1520-0493(1991)119<1816:GOTA>2.0.CO;2, 1991.
- Holton, J. R., Haynes, P. H., McIntyre, M. E., Douglass, A. R., Rood, R. B., and Pfister, L.: Stratosphere-troposphere exchange, *Rev. Geophys.*, 33, 403–439, 1995.
- Hoor, P., Fischer, H., Lange, L., Lelieveld, J., and Brunner, D.: Seasonal variation of a mixing layer in the lowermost stratosphere as identified by the CO–O₃ correlation from in situ measurements, *J. Geophys. Res.*, 107, 4044–4055, doi:10.1029/2000JD000289, 2002.
- Huret, N., Pirre, M., Hauchecorne, A., Robert, C., and Catoire, V.: On the vertical structure of the stratosphere at midlatitudes during the first stage of the polar vortex formation and in the polar region in the presence of a large mesospheric descent, *J. Geophys. Res.*, 111, D06111, doi:10.1029/2005JD006102, 2006.
- Hurtmans, D., Coheur, P. F., Wespes, C., Clarisse, L., Scharf, O., Clerbaux, C., Hadji-Lazaro, J., George, M., and Turquety, S.: FORLI radiative transfer and retrieval code for IASI, *J. Quant. Spectrosc. Rad. Transfer*, 113, 1391–1408, doi:10.1016/j.jqsrt.2012.02.036, 2012.
- Jacob, D. J., Crawford, J. H., Maring, H., Clarke, A. D., Dibb, J. E., Emmons, L. K., Ferrare, R. A., Hostetler, C. A., Russell, P. B., Singh, H. B., Thompson, A. M., Shaw, G. E., McCauley, E., Pederson, J. R., and Fisher, J. A.: The Arctic Research of the Composition of the Troposphere from Aircraft and Satellites (ARCTAS) mission: design, execution, and first results, *Atmos. Chem. Phys.*, 10, 5191–5212, doi:10.5194/acp-10-5191-2010, 2010.
- Jaffe, D., Anderson, T., Covert, D., Kotchenruther, R., Trost, B., Danielson, J., Simpson, W., Bernsten, T., Karlsdottir, S., Blake, D., Harris, J., Carmichael, G., and Uno, I.: Transport of Asian Air Pollution to North America, *Geophys. Res. Lett.*, 26, 711–714, 1999.

- Jourdain, L., Bekki, S., Lott, F., and Lefèvre, F.: The coupled chemistry-climate model LMDz-REPROBUS: description and evaluation of a transient simulation of the period 1980–1999, *Ann. Geophys.*, 26, 1391–1413, doi:10.5194/angeo-26-1391-2008, 2008.
- Lefèvre, F., Brasseur, G. P., Folkins, I., Smith, A. K., and Simon, P.: Chemistry of the 1991–1992 stratospheric winter: Three-dimensional model simulations, *J. Geophys. Res.*, 99, 8183–8195, 1994.
- Liang, Q., Jaegle, L., Jaffe, D. A., Weiss-Penzias, P., Heckman, A., and Snow, J. A.: Long-range transport of Asian pollution to the northeast Pacific: Seasonal variations and transport pathways of carbon monoxide, *J. Geophys. Res.*, 109, D23507, doi:10.1029/2003JD004402, 2004.
- Madronich, S. and Flocke, S.: The role of solar radiation in atmospheric chemistry, *Handbook of Environmental Chemistry*, edited by: Boule, P., Springer-Verlag, Heidelberg, 1–26, 1999.
- Marchand, M., Godin, S., Hauchecorne, A., F. Lefèvre, Bekki, S., and Chipperfield, M.: Influence of polar ozone loss on northern midlatitude regions estimated by a high-resolution chemistry transport model during winter 1999/2000, *J. Geophys. Res.*, 108, 8326, doi:10.1029/2001JD000906, 2003.
- Moreau, G., Robert, C., Catoire, V., Chartier, M., Camy-Péret, C., Huret, N., Pirre, M., Pomathod, L., and Chalumeau, G.: A multi-species in situ balloon-borne experiment with six tunable diode laser spectrometers, *Appl. Opt.*, 44, 5972–5989, 2005.
- Orsolini, Y. J.: Long-lived tracer patterns in the summer polar stratosphere, *Geophys. Res. Lett.*, 28, 3855–3858, 2001.
- Pau, L. L., Randel, W. J., Gary, B. L., Mahoney, M. J., and Hintsa, E. J.: Definitions and sharpness of the extratropical tropopause: A trace gas perspective, *J. Geophys. Res.*, 109, D23103, doi:10.1029/2004JD004982, 2004.
- Pierce, R. B., Al-Saadi, J. A., Fairlie, T. D., Olson, J. R., Eckman, R. S., Grose, W. L., Lingenfelter, G. S., and Russell III, J. M.: Large-scale stratospheric ozone photochemistry and transport during the POLARIS Campaign, *J. Geophys. Res.*, 104, 26525–26545, doi:10.1029/1999JD900395, 1999.
- Pirre, M., Pissot, I., Marechal, V., Catoire, V., Mebarki, Y., and Robert, C.: Intrusion of recent air in midlatitude stratosphere revealed by in situ tracer measurements and trajectory calculations, *J. Geophys. Res.*, 113, D11302, doi:10.1029/2007JD009188, 2008.
- Ratz, W. E. and Shaw, G. E.: Long-range tropospheric transport of pollution aerosols in the Alaskan Arctic, *J. Clim. Appl. Meteorol.*, 23, 1052–1064, 1984.
- Revercomb, H. E., Buijs, H., Howell, H. B., LaPorte, D. D., Smith, W. L., and Stromovsky, L. A.: Radiometric calibration of IR Fourier transform spectrometers: solution to a problem with the High-resolution Interferometer Sounder, *Appl. Opt.*, 27, 3210–3218, 1988.
- Rinke, A., Dethloff, K., and Fortmann, M.: Regional climate effects of Arctic haze, *Geophys. Res. Lett.*, 31, L16202, doi:10.1029/2004GL020318, 2004.
- Roiger, A., Schlager, H., Schäfer, A., Huntrieser, H., Scheibe, M., Aufmohr, H., Cooper, O. R., Sodemann, H., Stohl, A., Burkhardt, J., Lazzara, M., Schiller, C., Law, K. S., and Arnold, F.: In situ observation of Asian pollution transported into the Arctic lowermost stratosphere, *Atmos. Chem. Phys.*, 11, 10975–10994, doi:10.5194/acp-11-10975-2011, 2011.
- Sander, S. P., Ravishankara, A. R., Golden, D. M., Kolb, C. E., Kurylo, M. J., Molina, M. J., Moortgat, G. K., Finlayson-Pitts, B. J., Wine, P. H., and Huie, R. E.: Chemical Kinetics and Photochemical Data for Use in Atmospheric Studies Evaluation Number 15, JPL Publication, Jet Propulsion Laboratory, Pasadena CA, USA, 06–2, 2006.
- Seinfeld, J. H. and Pandis, S. N.: Atmospheric chemistry and physics: from Air Pollution to Climate Change, chapter 7, Second edition, John Wiley & Sons Ed, Inc., New York, 46–47, 2006.
- Stohl, A., Wotawa, G., Seibert, P., and Kromp-Kolb, H.: Interpolation errors in wind fields as a function of spatial and temporal resolution and their impact on different types of kinematic trajectories, *J. Appl. Meteor.*, 34, 2149–2165, 1995.
- Stohl, A.: A 1-year Lagrangian “climatology” of airstreams in the Northern Hemisphere troposphere and lowermost stratosphere, *J. Geophys. Res.*, 106, 7263–7279, 2001.
- Stohl, A., Forster, C., Huntrieser, H., Mannstein, H., McMillan, W. W., Petzold, A., Schlager, H., and Weinzierl, B.: Aircraft measurements over Europe of an air pollution plume from Southeast Asia – aerosol and chemical characterization, *Atmos. Chem. Phys.*, 7, 913–937, doi:10.5194/acp-7-913-2007, 2007.
- Té, Y., Jeseck, P., Camy-Peyret, C., Payan, S., Perron, G., and Aubertin, G.: Balloonborne calibrated spectroradiometer for atmospheric nadir sounding, *Appl. Opt.*, 41, 6431–6441, 2002.
- Té, Y., Jeseck, P., Pépin, I., and Camy-Peyret, C.: A method to retrieve blackbody temperature errors in the two points radiometric calibration, *Infrared Physics & Technology*, 52, 187–192, doi:10.1016/j.infrared.2009.07.003, 2009.
- Thiéblemont, R., Huret, N., Orsolini, Y. J., Hauchecorne, A., and Drouin, M.-A.: Frozen-in anticyclones occurring in polar Northern Hemisphere during springtime: Characterization, occurrence and link with quasi-biennial oscillation, *J. Geophys. Res.*, 116, D20110, doi:10.1029/2011JD016042, 2011.
- Wernli, H. and Bourqui, M.: A Lagrangian “1-year climatology” of (deep) cross-tropopause exchange in the extratropical Northern Hemisphere, *J. Geophys. Res.*, 107, 4021, doi:10.1029/2001JD000812, 2002.
- World Meteorological Organization (WMO): Meteorology: A three-dimensional science, WMO Bull., 4, 134–138, Geneva, Switzerland, 1957.
- Wotawa, G. and Trainer, M.: The Influence of Canadian Forest Fires on Pollutant Concentrations in the United States, *Science*, 288, 324 pp., doi:10.1126/science.288.5464.324, 2000.

Article 4

Krysztofiak G., R. Thiéblemont, V. Catoire, N. Huret, S. Payan, F. Jégou, M.-A. Drouin, and C. Robert (2011), Intrusion of Recent Air in Polar Stratosphere during 2009 Summer revealed by Balloon-borne in situ CO Measurements, ESA's Publications Division, **revue sans comité de lecture**.

Communications

Présentations orales

Thiéblemont R., N. Huret, M.-A. Drouin, Y. J. Orsolini, A. Hauchecorne, V. Catoire, ECMWF analysis & MIMOSA simulations during the ENRICHED campaign, ENRICHED post-campaign meeting, 20-21 October, KIT, Karlsruhe, Germany, 2011.

Thiéblemont R., N. Huret, Y. Orsolini, A. Hauchecorne, and M.-A. Drouin, On the occurrence, the characterization and the dynamical processes associated with FrIAC events, AGU meeting, 13-17 December, San Francisco, USA, 2010.

Thiéblemont R., N. Huret, M.-A. Drouin, A. Hauchecorne, Y. J. Orsolini, G. Krysztofiak, V. Tripault, Utilisation de MIMOSA dans l'interprétation des mesures ballons et satellites, Workshop MIMOSA, LATMOS, Paris, 04 octobre 2011.

Thiéblemont R., N. Huret, Y. Orsolini, A. Hauchecorne, M.-A. Drouin, F. Jégoux, Phénomènes remarquables lors des réchauffements stratosphériques finaux : les « Frozen In Anticyclones », Séminaire au LATMOS, Jussieu, Univ. Paris VI, 19 mai 2011.

Posters

Thiéblemont R., Y. J. Orsolini, N. Huret, A. Hauchecorne and M.-A. Drouin, Frozen-In Anticyclones inter-annual variability in the Arctic middle atmosphere over the period 1960-2011, Quadriennial Ozone Symposium, 27-31 August, Toronto, Canada, 2012.

Huret N., R. Thiéblemont, F. Jégou, A. Søvde, Y.J. Orsolini and M.-A. Drouin, Ozone loss and detailed investigations on the chemistry in the core of FrIACs events occurring in 2007 and 2011, Quadriennial Ozone Symposium, 27-31 August, Toronto, Canada, 2012.

Thiéblemont R., Y. J. Orsolini, N. Huret, A. Hauchecorne and M.-A. Drouin, “Frozen-In Anticyclones” occurrences in the Arctic stratosphere after the vortex breakdown, SSW Workshop, 22-24 February, Kyoto, Japan, 2012.

Thiéblemont R., N. Huret, Y. J. Orsolini, A. Hauchecorne, F. Goutail, M.-A. Drouin, Dynamical characterization of the unusual polar stratospheric winter/spring 2010/2011 replaced in a climatological context, AGU meeting, 05-09 December, San Francisco, USA, 2011.

Thiéblemont R., N. Huret, Y. Orsolini, A. Hauchecorne, and M.-A. Drouin, On the dynamical evolution of the polar stratosphere after the vortex breakdown, EGU meeting, 2–7 May, Vienna, Austria, 2010

Thiéblemont R., Berthet G., Hauchecorne A., Huret N., Modelling of potential vorticity transport in the polar stratosphere during Spring and Summer 2005, Cargèse, 14-26 septembre, 2009.

Thiéblemont R., Berthet G., Hauchecorne A., Huret N., Etude dynamique de la stratosphère polaire en période post-hivernale, poster présenté à l'école d'été SPECATMO, Ile de Ré, 07-12 juin, 2009

Liste des tableaux

Tableau 2.1. Récapitulatif des caractéristiques des MLS Aura de température, H ₂ O, N ₂ O, O ₃ et HCl.....	68
Tableau 4.1. Surface S_{lim} de l'intrusion du 1 ^{er} février 2011 calculée au nord de 60°N et 70°N.....	110
Tableau 4.2. Résumé des différents paramètres testés relativement à la méthode de détection des intrusions en région polaire.....	112
Tableau 5.1. Fréquence des FrIACs en fonction du type d'année (A ou B).....	130
Tableau 5.2. Proportion en taille, en fonction du FrIAC considéré, de l'air originaire de la bande de latitudes équivalentes]15,31]°N et gamme de latitude minimum détectée.....	134

Liste des figures

- Figure 1.1.** Structure thermique de l'atmosphère en fonction de l'altitude basée sur les données *U.S. Standard Atmosphere (1976)*.....18
- Figure 1.2.** Profils verticaux de concentration d'ozone (en molécules cm^{-3}) mesurés en janvier 2001 en région arctique (noir continu), aux moyennes latitudes (noir discontinu) et en région tropicale (gris continu). D'après *Delmas et al. [2005]*.....19
- Figure 1.3.** Moyenne zonale des champs de température et de vitesse du vent zonal en fonction de l'altitude pour les mois de janvier, moyennés de 1979 à 1998. Les contours blancs continus (pointillés) indiquent la vitesse des vents (en $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) d'ouest (d'est) par pas de $10 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$. Les contours pleins indiquent la valeur de la température (en K) par pas de 10 K. D'après *Cordero et al. [http://www.ccpo.odu.edu/~lizsmith/SEES/ozone/oz_class.htm]*.....23
- Figure 1.4.** Évolution au cours de l'année de la moyenne zonal du vent zonal en fonction de la latitude à 10 hPa (environ 31 km) sur la base de données climatologiques. D'après *Waugh and Polvani [2010]*.....24
- Figure 1.5.** Durée de vie de différentes espèces chimiques dans l'atmosphère. D'après *Delmas et al [2005]*.....26
- Figure 1.6.** Moyennes zonales dans l'hémisphère nord, entre le 16 juin et le 15 septembre, des rapports de mélange (gauche) de vapeur d'eau (en ppmv) et (droite) de protoxyde d'azote (en ppbv) mesurés par l'instrument satellitaire MLS durant la période 2007-2009.....27
- Figure 1.7.** Moyennes zonales en décembre-février des rapports de mélange (a) d'ozone et (b) de monoxyde de carbone mesurés par l'instrument satellitaire ACE-FTS durant la période 2004-2008. La position de la tropopause (thermique) est représentée par la ligne noire. Les contours pointillés blancs indiquent la distribution de la température potentielle (cf. §I.3.2.1.2). D'après *Gottelman et al. [2011]*.....27
- Figure 1.8.** Moyenne zonale, en août 2009, de la valeur de la vorticité potentielle (en PVU) en fonction de la latitude et de la pression. Les contours pointillés blancs indiquent la distribution de la température potentielle. Le contour pointillé vert indique la position de la valeur de PV égale à 2 PVU, définissant la tropopause dynamique.....29
- Figure 1.9.** Distribution de la moyenne zonale des rapports de mélanges de méthane (en ppmv) en fonction de la latitude et de la pression pour les mois de janvier, mars, juillet et octobre. Les flèches blanches matérialisent le transport des constituants. D'après *Cordero et al. [http://www.ccpo.odu.edu/~lizsmith/SEES/ozone/oz_class.htm]*.....30
- Figure 1.10.** Représentation schématique de la circulation induite par les ondes (lignes noires fléchées) dans la stratosphère polaire en fonction de la latitude et de l'altitude. La zone grise indique la zone de surf. Les longs tirets indiquent les surfaces isentropes. La ligne pointillée en gras (fine) représente la surface de rapport de mélange constant d'un traceur à longue durée de vie (la tropopause). D'après *Holton and Alexander [2000]*.....32
- Figure 1.11.** Champs d'altitude géopotentielle (en km) calculés à 10 hPa dans l'hémisphère nord le 18 février 1999 (gauche) et le 9 juillet 1999 (droite). D'après *Brasseur and Solomon [2005]*.....33

- Figure 1.12.** Évolution d'une langue d'oxyde nitreux (N_2O) pénétrant depuis les tropiques jusqu'aux moyennes latitudes de l'hémisphère sud entre le 6 et le 10 septembre 1992. Les cartes, issues des observations de l'instrument CLAES à bord du satellite UARS, sont montrées à 1100 K (~38 km ou 5 hPa). D'après *Randel et al.* [1993].....36
- Figure 1.13.** Résultats de simulation effectuée à l'aide du modèle CAS et initialisée le 31 janvier 1989 à 440 K. Les contours de PV advectés sont supérieurs à $18 \cdot 10^{-6} \text{ K} \cdot \text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{kg}^{-1}$ et choisis par pas de $2 \cdot 10^{-6} \text{ K} \cdot \text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{kg}^{-1}$. Les résultats sont montrés les 31 janvier, 4 février, 7 février, 08 février, 9 février et 10 février (de gauche à droite et de haut en bas). D'après *Waugh et al.* [1994b].....37
- Figure 1.14.** Fréquence des déferlements d'ondes planétaires à 850 K entre 1964 et 1982 calculés pour l'ensemble des mois de décembre, janvier et février (DJF) dans l'hémisphère nord en fonction de la longitude. Les déferlements situés au sud de 60°N sont pris en compte. D'après *Baldwin and Holton* [1988].....38
- Figure 1.15.** Coupe en longitude/altitude de la fréquence de présence climatologique (1991-2001) entre 50° et 60°N de l'anticyclone des Aléoutiennes (contours remplis) et du vortex polaire (contours). Les résultats sont donnés pour l'ensemble des mois de décembre, janvier et février. D'après *Harvey et al.* [2002].....38
- Figure 1.16.** Représentation schématique d'un déferlement d'onde de type (a) LC1 et (b) LC2. La ligne pointillée indique la position du jet. D'après *Thorncroft et al.* [1993].....39
- Figure 1.17.** Contours de vorticité potentielle advectée à l'aide du modèle CAS à 330 K entre le 13 et 20 février 1993. Le déferlement de type P1 (P2) est entouré en vert (rouge). D'après *Peters and Waugh* [1996].....40
- Figure 1.18.** Évolution de la surface du vortex durant le déferlement d'une onde de Rossby. La ligne du haut (bas) montre le cas d'un forçage par impulsion (constant). Initialement, le vortex est cylindrique. D'après *Polvani and Saravanan* [2000].....41
- Figure 1.19.** Évolution temporelle durant l'hiver 1987/1988 et à 10 hPa de (a) l'anomalie de température (en K) moyennée dans la gamme de latitudes $[60 ; 90]^\circ\text{N}$, de (b) la moyenne zonale de la vitesse du vent zonal (en $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$) à 60°N , et des amplitudes de l'altitude géopotentielle (en m) des ondes de nombre d'onde (c) $k=1$ et (d) $k=2$. D'après *Baldwin and Dunkerton* [1989].....42
- Figure 1.20.** Cartes de l'altitude géopotentielle à 10 hPa moyennées sur 5 jours et centrées le (à gauche) 26 janvier 2009 et le (à droite) 29 janvier 2010. D'après *Ayarzagüena et al.* [2011].....43
- Figure 1.21.** Évolution en fonction du temps et de l'altitude de la moyenne zonale du vent zonal à l'équateur entre 1964 et 1990. Les vents d'est sont colorés en bleu et les vent d'ouest en rouge. D'après *Baldwin et al.* [2001].....44
- Figure 1.22.** Représentation schématique de l'évolution de la vitesse de l'écoulement zonal moyen en fonction de l'altitude (axe vertical) par interaction avec des ondes de gravité monochromatiques de vitesse de phase $-c$ (d'est) et $+c$ (d'ouest). Les flèches doubles représentent l'accélération contrôlée par les ondes et les flèches simples, l'accélération induite par la diffusion. Les flèches ondulées représentent la propagation relative des ondes d'est et d'ouest. D'après *Baldwin et al.* [2001].....45
- Figure 1.23.** Variation annuelle de la date du réchauffement stratosphérique final en Arctique (axe de gauche) et en Antarctique (axe de droite) entre 1958 et 2008. *Waugh and Polvani* [2010].....48

Figure 1.24. Carte de N ₂ O du 30 juillet 1998 à 585 K (~24 km) modélisée à partir du modèle de chimie transport SLIMCAT. D'après <i>Orsolini</i> [2001].....	49
Figure 1.25. Cartes de l'hémisphère nord représentant les rapports de mélange de N ₂ O et H ₂ O (en ppbv et ppmv), mesurés par l'instrument MLS à 850 K (~31 km) les 30 mars, 27 avril et 2 juillet 2005. D'après <i>Manney et al.</i> [2006].....	49
Figure 2.1. Diagramme représentant le principe de l'assimilation météorologique 4D-Var (<i>Source : Météo-France</i>).....	54
Figure 2.2. Volume des observations journalières assimilées dans la composante d'analyse atmosphérique de ERA-Interim. D'après <i>Dee et al.</i> , [2011].....	56
Figure 2.3. Représentations schématiques des niveaux de pression (en bleu) et hybrides (en rouge) de l'ECMWF pour les données opérationnelles (à gauche) et réanalysées ERA-Interim (à droite).....	57
Figure 2.4. Âge de l'air moyen (en années) à 20 km et en fonction de la latitude, déterminé à partir de simulations de transport avec le modèle TOMCAT forcé par les champs de vents de ERA-40 (bleue continue) et ERA-Interim (noire continue). Les observations sont issues de mesures par avion (noires pointillées) et de leurs erreurs (barres grises). Les résultats sont montrés pour l'année 2000. D'après <i>Dee et al.</i> [2011].....	58
Figure 2.5. Représentation schématique de l'advection et du remaillage du modèle MIMOSA (<i>Source : A. Hauchecorne, communication personnelle</i>).....	60
Figure 2.6. Valeur absolue de la différence entre les champs de PV (PVU) produite par MIMOSA compilé avec pgf95-11.8 sur la surface isentrope 850 K. D'après <i>Drouin et al.</i> [2011].....	62
Figure 2.7. Profils verticaux de PV (noir) et de Lait-PV (rouge) obtenus à partir du modèle MIMOSA le 4 avril 2011 au-dessus d'Esrang. Les simulations MIMOSA sont effectuées à l'aide de la version en niveaux hybrides avec un pas vertical de 10 K entre 350 et 950 K.....	63
Figure 2.8. Distribution de la PV (en PVU) en fonction de la latitude équivalente (en degrés) à partir des résultats du modèle MIMOSA du 1 ^{er} février 2011.....	65
Figure 2.9. Représentation schématique de l'instrument MLS à bord de la nacelle Aura (<i>Source : http://mls.jpl.nasa.gov/</i>).....	66
Figure 2.10. Illustration de la trajectoire de Aura le 18 mai 2006.....	66
Figure 2.11. Illustration des niveaux verticaux des données MLS Aura pour la version v3.3.....	67
Figure 2.12. Illustration des niveaux verticaux des données MIPAS/ENVISAT pour la version v5R, fournie par l'IMK.....	70
Figure 2.13. Exemple d'interpolation horizontale avec les données MLS/Aura de H ₂ O (ppmv) le 1 ^{er} janvier 2007 à 850 K.....	71
Figure 2.14. Photographie de l'instrument SPIRALE vu du dessous lorsque le mat optique est déployé.....	72
Figure 3.1. Profil vertical de N ₂ O (en ppbv) en fonction de la température potentielle mesuré par SPIRALE durant le vol du 20 avril 2011 (noir) et du 24 août 2009 (orange) au dessus d'Esrang.....	77

Figure 3.2. Profils verticaux des rapports de mélange de CO (en ppbv) mesurés par l'instrument SPIRALE au-dessus d'Esrangle les 7 (vert) et 24 (orange) août 2009. Les lignes horizontales pointillées représentent la hauteur de la tropopause pour chaque vol. Les carrés A, B et C représentent les altitudes des boîtes pour le calcul des rétrotrajectoires (cf figure 3.7). D'après <i>Krysztofiak et al.</i> [2012].....	77
Figure 3.3. Cartes de PV (en PVU) du modèle MIMOSA dans la région d'Esrangle (triangle blanc) le 21 avril 2011 à 00 UT. Les niveaux représentés vont de 450 à 950 K par pas de 100 K.....	79
Figure 3.4. Profil vertical du (a) rapport de mélange de N ₂ O (en ppbv) mesuré par l'instrument SPIRALE le 20 avril 2011 (SP20_P) et dégradé à une résolution verticale de 10 K (losanges). (b) SP20_P dégradé et profil vertical de Lait-PV (croix bleues) calculé au-dessus d'Esrangle par MIMOSA initialisé avec les niveaux de pression de l'ECMWF. (c) SP20_P dégradé et profil vertical de Lait-PV (triangles bleus) calculé au-dessus d'Esrangle par MIMOSA initialisé avec les niveaux hybrides de l'ECMWF. Les profils de Lait-PV (en PVU) de MIMOSA sont calculés le 21 avril 2011 à 00 UT et normalisés à partir de la surface isentrope 350 K.....	79
Figure 3.5. Cartes de PV du modèle MIMOSA dans la région d'Esrangle (croix blanche) à 340 (à gauche) et 380 K (à droite) les 7 août 2009 à 00 UT (en haut) et 24 août 2009 à 18 UT (en bas). D'après <i>Krysztofiak et al.</i> [2012].....	81
Figure 3.6. Rétro-trajectoires isentropes calculées à l'aide du modèle FLEXTRA [<i>Stohl et al.</i> , 1995] le 20 avril 2011 au-dessus d'Esrangle de 21h01 UT (à 9000 m) à 23h25 UT (à 33319 m). Chaque couleur est associée à une rétro-trajectoire.....	84
Figure 3.7. Rétro-trajectoires calculées sur 10 jours à partir du modèle FLEXTRA les 7 (gauche) et 24 août (droite) 2009 pour des boîtes centrés à A : 11.25 km, B : 12.0 km et C : 13.5 km. Les isocontours noirs (30 et 50 m.s ⁻¹) représentent le module du vent horizontal à A : 225 hPa, B : 200 hPa et C : 150 hPa calculés à partir des données ERA-Interim les 07 et 24 Août 2009. D'après <i>Krysztofiak et al.</i> [2012].....	85
Figure 3.8. Projection orthographique des champs de vapeur d'eau (en ppmv) de l'instrument MLS Aura interpolés à la température potentielle 850 K. Les cartes correspondent aux 28 avril, 1 ^{er} et 15 mai, 1 ^{er} et 15 juin et 1 ^{er} et 15 juillet 2007.....	87
Figure 3.9. Projection orthographique des champs de N ₂ O (en ppbv) interpolés à la température potentielle 850 K. Les cartes du haut (bas) sont obtenues à partir des données MIPAS (MLS) et correspondent au 3 avril, 8 avril et 15 avril (20 avril, 15 mai et 15 juin 2011). L'échelle de couleurs est la même pour les données MIPAS et MLS.....	88
Figure 3.10. Représentation de la trajectoire des cœurs des FrIACs à 10 hPa (~ 850 K) de 2007 (à gauche) et 2005 (à droite). L'échelle de couleur représente la date, allant du 28 avril au 30 juin 2007 et du 29 mars au 11 août 2011.....	90
Figure 3.11. Évolution en fonction du temps et selon la pression (hPa) des rapports de mélanges de N ₂ O (en ppbv), H ₂ O (en ppmv) et O ₃ (en ppmv) aux cœurs des FrIACs (cf figure 3.10) de 2007 (à gauche) et 2005 (à droite).....	91
Figure 3.12. Projection orthographique de la PV issue des résultats de simulations MIMOSA en 2007 (en haut) et 2011 (en bas), à 850 K. Les colonnes du milieu et de droite représentent les 15 mai et 15 juin, respectivement. La colonne de gauche représente les 28 avril 2007 et 20 avril 2011 en haut et en bas, respectivement.....	94

Figure 3.13. Représentation en tridimensionnelle des volumes du vortex polaire et des intrusions venant des basses latitudes en fonction de la température potentielle le (a) 30 mars, (b) 04 avril et 20 avril 2011. La couleur bleue (rouge) indique le volume tel que la Lait-PV normalisée à 380 K vaut 11 (5.5) PVU, correspondant au vortex (intrusion des basses latitudes). La surface bleue n'a pas été introduite dans le graphe (c) pour plus de clarté. Les lignes en bleu foncé et cyan (rouge et orange) projetés sur le fond de carte indiquent la position du contour de 11 (5.5) PVU à 950 et 450 K, respectivement.....96

Figure 3.14. (colonne de gauche) Cartes de PV (en PVU) issues de MIMOSA calculées à 850 K et représentées dans les gammes de latitude [10°S ; 90°N] et de longitude [180°O ; 180°E], le 13 avril 2003, 24 mars 2005, 25 avril 2007 et 31 mars 2011. (colonne de droite) Vent zonal (en m.s⁻¹) dérivé des données ERA-INTERIM à 10 hPa (~850 K) associé aux cartes de PV.....98

Figure 3.15. Évolution du flux de chaleur méridien (en K.m.s⁻¹) moyenné dans la bande de latitudes [45 ; 55]°N à 30 hPa. Les lignes verticales continues sont associées aux dates des cartes de la figure 3.14.....100

Figure 3.16. Cartes de champs vorticité potentielle calculés à partir du modèle MIMOSA à 850 K les : (a) 17 avril 2007 à 00 UT, (b) 22 avril 2007 à 00 UT, (c) 27 avril 2007 à 00 UT et (d) 4 mai 2007 à 00 UT. Les cartes couvrent l'ensemble de l'hémisphère nord.....101

Figure 3.17. Évolution, entre 12 avril et le 9 mai 2007, du flux de chaleur $\langle v'T' \rangle$ moyenné dans la bande de latitudes [45 ; 55]°N à 30 hPa. Les barres verticales a,b,c et d indiquent les dates des cartes représentées figure 3.15.....101

Figure 3.18. Moyenne zonale du vent zonal (en m.s⁻¹) calculée à 10 hPa dans l'hémisphère nord entre le 1^{er} janvier et le 31 mai pour les années 2003, 2005, 2007 et 2011. Les lignes verticales pointillées (continues) indiquent les dates d'intrusion (établissement en région polaire) des FrIACs. Les dates d'intrusions sont reliées aux dates de la figure 3.14.....103

Figure 3.19. Diagrammes Hovmöller (longitude/temps) du vent zonal (en m.s⁻¹) ERA-INTERIM à 10 hPa et 50°N entre le 1^{er} janvier et le 31 mai 2003, 2005, 2007 et 2011. Les lignes horizontales pointillées et continues ont la même signification que pour la figure 3.19.....104

Figure 4.1. Distribution de la PV en fonction de la latitude équivalente, comme pour la figure 2.8. La ligne bleue (rouge) indique l'équivalence entre la latitude équivalente $\Phi_{eq,lim}=30^\circ N$ (40°N) et la valeur de PV_{lim} associée.....108

Figure 4.2. Cartes MIMOSA de l'hémisphère nord le 1^{er} février 2011 à 850 K. Le contour plein bleu (rouge) indique les valeurs de PV telles que le seuil PV_{lim} correspond à $\Phi_{eq,lim}<30^\circ N$ (40°N).....109

Figure 4.3. Comme pour la figure 4.1 mais en calculant la distribution de la vorticité potentielle en fonction de la latitude équivalente au nord de (a) $\Phi_{circle}=60^\circ N$ et (b) $\Phi_{circle}=70^\circ N$. Les lignes de couleur indiquent l'équivalence entre les PV_{lim} calculés (figure 4.1) et la latitude équivalente $\Phi'_{eq,lim}$ du nouveau référentiel.....109

Figure 4.4. Dates des turnover calculées pour les années 1980 à 2011.....111

Figure 4.5. Évolution, entre -15 et 0 jours avant la date du turnover, de la valeur de vorticité potentielle PV_{lim} (en PVU), calculée pour la latitude équivalent limite $\Phi_{eq,40^\circ N}$ en (à gauche) 2011 et (à droite) 2009. Les échelles des axes de PV (en ordonnées) ne sont pas les mêmes en 2011 et en 2009.....113

Figure 4.6. Cartes de vorticité potentielle obtenues à partir du modèle MIMOSA les (à gauche) 25 avril 2011 et (à droite) 30 mai 2009 à 850 K. Les contours gris clair, noir et gris foncés pleins correspondent aux valeurs de $PV_{40^\circ N}$ maximale, moyenne, et minimale, respectivement.....113

Figure 4.7. Évolution en fonction du temps (exprimée en jours, où 0 correspond à la date du turnover) de l'aire des intrusions S_{lim} , exprimée en % de l'aire de l'hémisphère nord (axe de gauche) ou en millions de km^2 (axe de droite). Ces aires sont calculées au nord de $60^\circ N$ ($\Phi_{circle}=60^\circ N$) le long de la surface isentrope 850 K pour les valeurs minimales, maximales et moyennes de PV_{lim} (cf figure 4.5) des années (gauche) 2011 et (droite) 2009.....114

Figure 4.8. Cartes de vorticité potentielle obtenues à partir du modèle MIMOSA les (gauche) 25 avril 2011 et (droite) 30 mai 2009 à 850 K. Les contours bleu, noir et rouge correspondent aux valeurs de PV_{lim} moyennes, associées aux $\Phi_{eq,30^\circ N}$, $\Phi_{eq,40^\circ N}$, et $\Phi_{eq,50^\circ N}$, respectivement.....115

Figure 4.9. Évolution, en fonction du temps, de l'aire des intrusions S_{lim} au nord de $60^\circ N$ ($\Phi_{circle}=60^\circ N$) et à 850 K et en fonction de la latitude équivalente de référence $\Phi_{eq,lim}$. Les valeurs de $S_{30^\circ N}$, $S_{40^\circ N}$ et $S_{50^\circ N}$, associées aux latitudes équivalentes limites $\Phi_{eq,30^\circ N}$, $\Phi_{eq,40^\circ N}$, et $\Phi_{eq,50^\circ N}$, correspondent aux courbes rouges, noires et bleues, respectivement. Les courbes en pointillées indiquent les intervalles de sensibilité.....115

Figure 4.10. Évolution, en fonction du temps et de la date d'initialisation du modèle MIMOSA, de l'aire des intrusions. La latitude équivalente de référence, $\Phi_{eq,lim}$, est prise égale à $40^\circ N$. La valeur de PV_{lim} correspond au PV_{lim} moyenné entre -15 et 0 jours avant le turnover.....116

Figure 4.11. (à gauche) Évolution journalière de la surface des intrusions moyennée sur l'ensemble des années 1980 à 2011 pour les latitudes équivalentes de référence $\Phi_{eq,lim}=30^\circ N$, $40^\circ N$, $45^\circ N$ et $50^\circ N$ (en bleu, noir, vert et rouge, respectivement). La valeur de PV_{lim} correspond au PV_{lim} moyen calculé pour chaque année. (à droite) Évolution journalière de la valeur de l'intervalle de sensibilité (exprimé en %NH) moyennée sur l'ensemble des années 1980 à 2011 pour les mêmes valeurs de $\Phi_{eq,lim}$ que sur le graphe de gauche.....118

Figure 5.1. Évolution de l'aire des intrusions au nord de $60^\circ N$ et à 850 K entre -15 et 50 jours autour du turnover (jour 0). Les années de type A (B) sont représentées en par un dégradé noir (couleurs). Les graphes a, b, c et d représentent, respectivement, les années 1980, 1990, 2000 et 2010.....123

Figure 5.2. Moyenne entre 1980 et 2011 de la latitude du maximum d'altitude géopotentielle (courbe noire continue) au nord de $50^\circ N$ calculée entre -10 et 30 jours autour du turnover (ligne verticale). Les courbes pointillées bleues (cyan) représentent la médiane (l'écart type).....124

Figure 5.3. Cartes de vorticité potentielle issues des résultats du modèle MIMOSA, telle que la PV est inférieure à la limite $PV_{40^\circ N}$ à 850 K les : (a) 26 avril 1982 à 12 UT, (b) 23 avril 1994 à 12 UT, (c) 22 avril 2003 à 00 UT, (d) 31 mars 2005 à 00 UT, (e) 2 mai 2007 à 00 UT et 10 avril 2011 à 12 UT. Les contours rouges (bleus) représentant les anomalies anticycloniques (cycloniques) sont tracés par pas de 100 m (50 m) depuis le maximum (minimum) d'altitude géopotentielle.....125

Figure 5.4. Calcul de la distance L_{GPH-PV} séparant le maximum d'altitude géopotentielle et le minimum de PV entre le 1^{er} mars et le 30 juin des années 1982, 1994, 2003, 2005, 2007 et 2011. La distance L_{GPH-PV} est calculée au nord de $60^\circ N$, $65^\circ N$ et $70^\circ N$ (courbes noires continues, pointillées et tiretées). Les courbes rouges indiquent le flux de chaleur ($\langle v'T' \rangle$) moyenné zonalement puis dans la bande de latitudes $[40 ; 70]^\circ N$. La ligne verticale indique la date du turnover.....126

Figure 5.5. Comme pour la figure 5.4 mais en 2009.....127

Figure 5.6. Comme pour la figure 5.4 mais en 1986.....128

Figure 5.7. Cartes de vorticité potentielle à 850 K issues des résultats du modèle MIMOSA, telle que la PV est inférieure à la référence $PV_{40^\circ N}$ calculée pour la latitude équivalente de limite $\Phi_{eq,40^\circ N}$ les : (a) 12 avril 1986 à 12 UT, (b) 20 avril 1986 à 12 UT et (c) 26 avril 1986 à 12 UT. Les contours d'anomalie d'altitudes géopotentielle sont affichés comme pour la figure 5.3.....128

Figure 5.8. Comme pour la figure 5.4 mais en 2002.....129

Figure 5.9. Cartes de vorticité potentielle à 850 K issues des résultats du modèle MIMOSA, telle que la PV est inférieure à la limite $PV_{45^\circ N}$ calculée pour la latitude équivalente de limite $\Phi_{eq,45^\circ N}$ les : (a) 8 mai 2002 à 00 UT, (b) 18 mai 2002 à 00 UT et (c) 3 juin 2002 à 00 UT. Les contours sont colorés en gris clair (au lieu de gris foncé pour les figures 5.3 et 5.7 où $\Phi_{eq,40^\circ N}$).....129

Figure 5.10. Aires intrusions associées aux FrIACs (en %NH) calculées les 26 avril 1982, 23 avril 1994, 7 mai 2002, 22 avril 2003, 31 mars 2005, 2 mai 2007 et 10 avril 2011, au nord, respectivement, des cercles de latitude $\Phi_{circle}=70, 70, 60, 60, 60, 65$ et $60^\circ N$. Les aires ont été calculées en fonction des latitudes équivalente de référence $\Phi_{eq,lim}$ comprise entre 15 et $45^\circ N$. Les courbes pointillées indiquent l'intervalle de sensibilité.....131

Figure 5.11. Fonction de densité de probabilité (en %) de l'air contenue dans les FrIACs en fonction de leur origine en latitude équivalente. L'aire totale, affichée en %NH pour chaque histogramme est l'aire des intrusions associées au FrIAC calculée pour la latitude équivalente de limite $\Phi_{eq,45^\circ N}$133

Figure 5.12. Évolution du flux de chaleur $\langle v'T' \rangle$ à 30 hPa en fonction du temps et de la latitude pour les années où les FrIACs ont été détectés. Le jour 0 correspond à la date où les cuvettes se forment (figures 5.4 et 5.8). La courbe noire indique la latitude du maximum de flux de chaleur.....136

Figure 5.13. Évolution temporelle (en jours à partir du premier janvier) de la moyenne zonale du vent zonal (en $m \cdot s^{-1}$) à $60^\circ N$ et 10 hPa (courbe noire continue) et 30 hPa (courbe noire pointillée) et du flux de chaleur $\langle v'T' \rangle$ (courbe rouge) calculé à 30 hPa et moyenné dans la bande de latitudes $[40 ; 70]^\circ N$ (en $K \cdot m \cdot s^{-1}$). Les années montrées vont de 2000 à 2011.....139

Figure 5.14. Évolution de la moyenne zonale de la vitesse du vent zonal à 10 hPa dans l'hémisphère nord au cours du 1^{er} janvier 1980 au 31 décembre 2009.....142

Figure 5.15. Coupe en latitude/pression de la moyenne zonale et temporelle de la vitesse du vent zonal (en $m \cdot s^{-1}$). La moyenne temporelle est calculée entre -10 et 0 jours avant l'établissement du FrIAC en région polaire.....143

Figure 5.16. Fréquence de présence des intrusions de masses d'air, définie par la latitude équivalente limite $\Phi_{eq,40^\circ N}$, calculées en fonction du mois et de la phase de la QBO (QBO-E pour la phase d'est et QBO-W pour la phase d'ouest) à 850 K. Ces statistiques sont montrées sur l'ensemble de la période 1980-2011. Des précisions sur la méthode de calcul sont données dans le texte.....145

Figure 5.17. Différence (en %) entre la fréquence des intrusions lors des phases QBO-E et QBO-W. Les valeurs positives en bleues (négatives en rouge) indiquent une prédominance des intrusions lors de la phase QBO-E (QBO-W) de la QBO. Les graphes sont donnés pour $\Phi_{eq,40^\circ N}$ en (a) janvier, (b) février, (c) mars et (d) avril.....146

Figure 5.18. Résumé de l'étude des intrusions des basses latitudes en région polaire lors des turnover 1980 à 2011. Les quantités évaluées en fonction des années sont : (a) la persistance (en jours) des intrusions évaluées pour $\Phi_{eq,40^\circ N}$ au dessus du seuil 0.3%NH (figure 5.1), (b) la date du turnover et (c) le flux de chaleur moyenné dans la bande de latitudes $[40 ; 70]^\circ N$ à 30 hPa et entre -10 et +10 jours autour du turnover. Les graphes de droites indiquent les corrélations (en haut) entre la date des turnovers et de la persistance des intrusions et (en bas) entre les flux de chaleur et de la persistance des intrusions. Les bandes bleues et rouges en haut des graphes de gauches indiquent la phase de la QBO (d'est et d'ouest, respectivement) au moment du turnover. Les étoiles (points) colorées correspondent aux années avec (sans) FrIACs. Les symboles noirs (rouges) indiquent les années de type A (B).....150

Figure C.1. Calcul de la distance L_{GPH-PV} séparant le maximum d'altitude géopotentielle et le minimum de PV entre le 1^{er} mars et le 30 juin des années de type A : 1981, 1983, 1984, 1987, 1989, 1990, 1991, 1999, 2001, 2006, 2008 et 2010. La distance L_{GPH-PV} est calculée au nord de $60^\circ N$, $65^\circ N$ et $70^\circ N$ (courbes noires continues, pointillées et tiretées). Les courbes rouges indiquent le flux de chaleur ($\langle v'T' \rangle$) moyenné zonalement puis dans la bande de latitudes $[40 ; 70]^\circ N$. La ligne verticale indique la date du turnover.....162

Figure C.2. Comme pour la figure C.1 mais pour les années de type B : 1980, 1985, 1988, 1992, 1993, 1995, 1996, 1997, 1998, 2000 et 2004.....163

Figure D.1. Cartes de champs vorticité potentielle calculés à partir du modèle MIMOSA à 850 K les : (a) 8 avril 2000 à 00 UT, (b) 18 avril 2000 à 00 UT, (c) 28 avril 2000 à 00 UT et (d) 8 mai 2000 à 00 UT. Les cartes couvrent l'ensemble de l'hémisphère nord.....164

Figure D.2. Évolution, entre le 3 avril et le 12 mai 2000, du flux de chaleur $\langle v'T' \rangle$ moyenné dans la bande de latitudes $[45 ; 55]^\circ N$ à 30 hPa. Les barres verticales a,b,c et d indiquent les dates des cartes représentées figure D.1.....164

Figure E.1. Évolution temporelle (en jours à partir du premier janvier) de la moyenne zonale du vent zonal à $60^\circ N$ et 10 hPa (courbe noire continue) et 30 hPa (courbe noire pointillée) et du flux de chaleur $\langle v'T' \rangle$ (courbe rouge) calculé à 30 hPa et moyenné dans la bande de latitudes $[40,70]^\circ N$. Les années vont de 1980 à 1989.....165

Figure E.2. Comme pour la figure E.1. mais pour les années 1990.....166

Figure F.1. Fréquence de présence des intrusions de masses, définie par la latitude équivalente limite $\Phi_{eq,lim}=30^\circ N$, calculées en fonction du mois et de la phase de la QBO (QBO-E pour la phase d'est et QBO-W pour la phase d'ouest) à 850 K. Ces statistiques sont montrées sur l'ensemble de la période 1980-2011. Des précisions sur la méthode de calcul sont données dans le texte.....167

Figure F.2. Différence (en %) entre la fréquence des intrusions lors des phases QBO-E et QBO-W. Les valeurs positives en bleues (négatives en rouge) indiquent une prédominance des intrusions lors de la phase QBO-E (QBO-W) de la QBO. Les graphes sont donnés pour $\Phi_{eq,lim}=30^\circ N$ en janvier, février, mars et avril.....168

Références

Adams, C., K. Strong, X. Zhao, and al. (2012a), Severe 2011 ozone depletion assessed with 11 years of ozone, NO₂, and OClO measurements at 80°N, *Geophys. Res. Lett.*, 39, L05806, doi:10.1029/2011GL05806.

Adams, C., K. Strong, X. Zhao, and al. (2012b), The spring 2011 final stratospheric warming above Eureka : anomalous dynamics and chemistry, *Atmos. Chem. Phys. Discuss.*, 12, 20033-20072.

Andrews, D. G., J. R. Holton, and C. B. Leovy (1987), in *Middle Atmosphere Dynamics*, 489 pp., Academic, San Diego, Calif.

Allen, D.R. and N. Nakamura (2003), Tracer equivalent latitude: a diagnostic tool for isentropic transport studies, *J. Atmos. Sci.*, 60, 287-304.

Allen, D.R., R.M. Bevilacqua, G.E. Nedoluha, C.E. Randall, and G.L. Manney (2003), Unusual stratospheric transport and mixing during the 2002 Antarctic winter, *Geophys. Res. Lett.*, 30, 1599, doi:10.1029/2003GL017117.

Allen, D.R., A.R. Douglass, G.L. Manney, S.E. Strahan, J.C. Krosschell, J.V. Trueblood, J.E. Nielsen, S. Pawson, and Z. Zhu (2011), Modeling the Frozen-In Anticyclone in the 2005 Arctic Summer Stratosphere, *Atmos. Chem. Phys.*, 11, 4557-4576, doi:10.5194/acp-11-4557-2011.

Allen, D.R., A.R. Douglass, G.E. Nedohula, and L. Coy (2012), Tracer transport during the Arctic stratospheric final warming based on a 33-year (1979-2011) tracer equivalent latitude simulation, *Geophys. Res. Lett.*, 39, 12, doi:10.1029/2012GL051930.

Ayarzagüena, B. and E. Serrano (2009), Monthly characterization of the tropospheric circulation over the Euro-Atlantic area in relation with the timing of stratospheric final warming, *J. Climate*, 22, 6313-6324.

Ayarzagüena, B., U. Langematz, and E. Serrano (2011), Tropospheric forcing of the stratosphere: A comparative study of the two different major stratospheric warmings in 2009 and 2010, *J. Geophys. Res.*, 116, D18114, doi:10.1029/2010JD015023.

Baldwin, M.P., and J.R. Holton (1988), Climatology of the Stratospheric Polar Vortex and Planetary Wave Breaking, *J. Atmos. Sci.*, 45, 1123-1142.

Baldwin, M.P., and T. J. Dunkerton (1989), The stratospheric major warming of early December 1987. *J. Atmos. Sci.*, 46, 2863–2884.

Baldwin, M.P., and T.J. Dunkerton. (1998), Biennial, quasi-biennial, and decadal oscillations of potential vorticity in the northern stratosphere. *J. Geophys. Res.*, 103, 3919-3928.

Baldwin, M.P., L.J. Gray, T.J. Dunkerton, K. Hamilton, P.H. Haynes, W.J. Randel, J.R. Holton, M.J. Alexander, I. Hirota, T. Horinouchi, D.B.A. Jones, J.S. Kinnnersley, C. Marquardt, K. Sato, and M. Takahashi (2001), The Quasi-Biennial Oscillation, *Rev. Geophys.*, 39, 179-229.

Baldwin, M.P., M. Dameris, and T.G. Shepherd (2007), How will the stratosphere affect climate change?, *Science*, 316, 1576-1577.

Bates, D. R. and M. Nicolet (1950), Atmospheric hydrogen, *Publ. Astron. Soc. Pac.*, 62, 106-110.

Baumann, K., and A. Stohl (1997): Validation of a long-range trajectory model using gas balloon tracks from the Gordon Bennett Cup 95. *J. Appl. Meteor.* 36, 711-720.

Berrisford P., P. Kallberg, S. Kobayashi, D.P. Dee, S.M. Uppala, A.J. Simmons and P. Poli (2011), Atmospheric conservation properties in ERA-Interim, *ERA Report Series*, ECMWF : Reading, UK.

Berthet, G., N. Huret, F. Lefèvre, G. Moreau, C. Robert, M. Chartier, V. Catoire, B. Barret, I. Pisso and L. Pomathiod (2006), On the ability of chemical transport models to simulate the vertical structure of the N₂O, NO₂ and HNO₃ species in the mid-latitude stratosphere, *Atmos. Chem. Phys.*, 6, 1599-1609.

Black, R.X., B.A. McDaniel, and W.A. Robinson (2006), Stratosphere-Troposphere coupling during spring onset, *J. Climate*, **19**, 4891-4901.

Black, R. X., and B. A. McDaniel (2007), The dynamics of Northern Hemisphere stratospheric final warming events, *J. Atmos. Sci.*, 64, 2932–2946.

Brasseur, G. P., C. Granier and S. Walters (1990), Future changes in stratospheric ozone and the role of heterogeneous chemistry, *Nature*, 348, 626-628.

Brasseur, G. and S. Solomon (2005), *Aeronomy of the middle atmosphere*, third edition, Springer.

Brewer, A. W. (1949), Evidence for a world circulation provided by the measurements of helium and water vapour distribution in the stratosphere, *Q. J. Roy. Meteor. Soc.*, 75, 351-363.

Brioude, J., Cammas, J.-P., and Cooper, O.R. (2006), Stratosphere-troposphere exchanges in a summertime extratropical low: analysis, *Atmos. Chem. Phys.*, 6, 2337-2353, doi:10.5194/acp-6-2337-2006.

Butchart, N., and E. E. Remsberg (1986), The area of the stratospheric polar vortex as a diagnostic for tracer transport on an isentropic surface, *J. Atmos. Sci.*, 43, 1319–1339.

Chapman, S. (1930), A theory of upper-atmospheric ozone, *Mem. R. Meteorol. Soc.*, 3, 103-125.

Charlton-Perez, A. J., L.M. Polvani, J. Austin, and F. Li (2008), The frequency and dynamics of stratospheric sudden warmings in the 21st century, *J. Geophys. Res.*, 113,D16116, doi:10.1029/2007JD 009571.

Charlton, A. J. and Polvani, L.M. (2007), A new look at stratospheric sudden warmings. Part I. Climatology and modeling benchmarks, *Journal of Climate*, 20 (3). pp. 449-471. ISSN 1520-0442 doi: DOI: 10.1175/JCLI3996.1

Charney, J. G., and P. G. Drazin (1961), Propagation of planetary-scale disturbances from the lower into the upper atmosphere, *J. Geophys. Res.*, 66(1), 83–109, doi:10.1029/JZ066i001p00083.

Cordero, E., P.A. Newman, C. Weaver, and E. Fleming, "Chapter 6: stratospheric dynamics and the transport of ozone and other trace gases", *Stratospheric Ozone: An Electronic Textbook*.

Coy, L., S. Eckermann, and K. Hoppel (2009), Planetary wave breaking and tropospheric forcing as seen in the stratospheric sudden warming of 2006, *J. Atmos. Sci.*, 66, 495–507.

Crutzen, P. J. (1970), The influence of nitrogen oxide on the atmospheric ozone content, *Q. J. Roy. Meteor. Soc.*, 96, 320-327

Danielsen, E.F. (1968), Stratospheric-tropospheric exchange based on radioactivity, ozone and potential vorticity, *J. Atmos. Sci.*, 25, 502-518.

Dee D.P. and S.M. Uppala (2009), Variational bias correction of satellite radiance data in the ERA-Interim reanalysis, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 135:1830–1841.

- Dee, D.P., S.M. Uppala, A.J. Simmons, P. Berrisford, P. Poli, S. Kobayashi, U. Andrae, M.A. Balmaseda, G. Balsamo, P. Bauer, P. Bechtold, A.C.M Beljaars, L. van de Berg, J. Bidlot, N. Bormann, C. Delsol, R. Dragani, M. Fuentes, A.J. Geer, L. Haimberger, S.B. Healy, H. Hersbach, E.V. Hólm, L. Isaksen, P. Kållberg, M. Köhler, M. Matricardi, A.P. McNally, B.M. Monge-Sanz, J.-J. Morcrette, B.-K. Park, C. Peubey, P. de Rosnay, C. Tavalato, J.-N. Thépaut and F. Vitart (2011), The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 137: 553–597, DOI:10.1002/qj.828
- Delmas, R., G. Mégie and V.-H. Peuch (2005), *Physique et chimie de l’atmosphère*, Collection Échelles, éditions Belin, Paris.
- Dobson, G. M. B, (1956), Origin and distribution of the polyatomic molecules in the atmosphere, *Proc. Roy. Soc.*, 236, 187-196.
- Dritschel, D.G., and R. Saravanan (1994), Three-dimensional quasi-geostrophic contour dynamics, with an application to stratospheric dynamics, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 120, 1267–1298.
- Drouin, M.-A., N. Huret and R. Thiéblemont (2011), Développements associés au modèle MIMOSA : interface d’initialisation avec les niveaux modèles ECMWF, 5^{ème} rapport d’avancement des travaux, LPC₂E.
- Dunkerton, T.J., C.-P.F. Hsu, M.E. McIntyre (1981), Some Eulerian and Lagrangian diagnostics for a model stratospheric warming, *J. Atmos. Sci.*, 38, 819-843.
- Durry, G., and A. Hauchecorne (2005), Evidence for long-lived polar vortex air in the mid-latitude summer stratosphere from in situ laser diode CH₄ and H₂O measurements, *Atmos. Chem. Phys.*, 5, 1467– 1472.
- Edmon, H.J., B.J. Hoskins, and M.E. McIntyre (1980), Eliassen-Palm cross sections for the troposphere, *J. Atmos. Sci.*, 37, 2600-2616.
- Farman, J. C., B. G. Gardiner and J. D. Shanklin (1985), Large losses of total ozone in Antarctica reveal seasonal ClO_x/ NO_x interaction, *Nature*, 315, 207-210.
- Filipiak, M.J. et al. (2005), Carbon Monoxide Measured by the EOS Microwave Limb Sounder on Aura: First Results, *Geophys. Res. Lett.*, Vol. 32., L14825, doi:10.1029/2005GL022765.
- Fisher, H., et al. (2008), MIPAS: an instrument for atmospheric and climate research, *Atmos. Chem. Phys.*, 8, 2151-2188.

Froidevaux, L., et al. (2008a), Validation of Aura Microwave Limb Sounder stratospheric ozone measurements, *J. Geophys. Res.*, 113(D15S20), doi:10.1029/2007JD008771.

Froidevaux, L., et al. (2008b), Validation of Aura Microwave Limb Sounder stratospheric HCl measurements, *J. Geophys. Res.*, 113(D15S25), doi:10.1029/2007JD009025.

Garcia, R.R. and W.J. Randel (2008), Acceleration of the Brewer–Dobson circulation due to increases in greenhouse gases, *J. Atmos. Sci.*, 65, 2731–2739.

Garfinkel, C.I., T.A. Shaw, D.L. Hartmann, and D.W. Waugh (2012), Does the Holton-Tan mechanism explain how the Quasi-Biennial Oscillation modulates the arctic polar vortex ?, *J. Atmos. Sci.*, 69, doi:10.1175/JAS-D-11-0209.1

Gettelman, A., P. Hoor, L. L. Pan, W. J. Randel, M. I. Hegglin and T. Birner (2011), The Extratropical Upper Troposphere and Lower Stratosphere *Rev. Geophys.*, 49, RG3003, doi:10.1029/2011RG000355

Godin, S., M. Marchand, A. Hauchecorne, and F. Lefèvre (2002), Influence of Arctic polar ozone depletion on lower stratospheric ozone amounts at Haute-Provence Observatory (43.92°N, 5.71°E), *J. Geophys. Res.*, 107, 8272, doi:10.1029/2001JD000516.

Gray, L.J., S.J. Phipps, T.J. Dunkerton, M.P. Baldwin, E.F. Drysdale and M.R. Allen (2001a), A data study of the influence of the equatorial upper stratosphere on Northern Hemisphere stratospheric sudden warming, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 127, 576, 1985-2004.

Gray, L.J., E.F. Drysdale, B.N. Lawrence and T.J. Dunkerton (2001b), On the interannual variability of the Northern Hemisphere circulation : the role of the quasi-biennial oscillation, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 127, 1413-1432.

Gray, L.J. (2003), The influence of the equatorial upper stratosphere on the stratospheric sudden warmings, *Geophys. Res. Lett.*, 30, 4, 1166, doi:10.1029/2002GL016430.

Gray, L.J., S. Crooks, C. Pascoe, S. Sparrow, M. Palmer (2004), Solar and QBO influences on the timing of stratospheric sudden warming, *J. Atmos. Sci.*, 61, 2777–2796.

Grossel, A., N. Huret, V. Catoire, G. Berthet, J.-B. Renard, C. Robert, and B. Gaubicher (2010), In situ balloon-borne measurements of HNO₃ and HCl stratospheric vertical profiles influenced by polar stratospheric cloud formation during the 2005–2006 Arctic winter, *J. Geophys. Res.*, 115, D21303, doi:10.1029/2009JD012947.

Harvey, V. L., and M.H. Hitchman (1996), A climatology of the Aleutian High, *J. Atmos. Sci.*, 53, 2088-2100.

- Harvey, V. L., R. B. Pierce, T. D. Fairlie, and M. H. Hitchman (2002), A climatology of stratospheric polar vortices and anticyclones, *J. Geophys. Res.*, 107, 4442, doi:10.1029/2001JD001471.
- Harvey, V. L., R. B. Pierce, M. H. Hitchman, C. E. Randall, and T. D. Fairlie (2004), On the distribution of ozone in stratospheric anticyclones, *J. Geophys. Res.*, 109, D24308, doi:10.1029/2004JD004992.
- Harvey, V. L., C. E. Randall, G. L. Manney, and C. S. Singleton (2008), Low-ozone pockets observed by EOS-MLS, *J. Geophys. Res.*, 113, D17112, doi:10.1029/2007JD009181.
- Hauchecorne, A., S. Godin, M. Marchand, B. Heese, and C. Souprayen (2002), Quantification of the transport of chemical constituents from the polar vortex to midlatitudes in the lower stratosphere using the high-resolution advection model MIMOSA and effective diffusivity, *J. Geophys. Res.*, Vol. 107, No. D20, 8289, doi :10.1029/2001JD000491.
- Haynes, P.H. (2005), Stratospheric dynamics, *Ann. Rev. Fluid Mech.*, 37:263-293.
- Haynes, P.H., and M.E. McIntyre (1990), On the conservation and impermeability theorems for potential vorticity, *J. Atmos. Sci.*, 47, 2021-2031.
- Heese, B., S. Godin, and A. Hauchecorne (2001), Forecast and simulation of stratospheric ozone filaments: A validation of a high-resolution potential vorticity advection model by airborne ozone lidar measurements in winter 1998/1999, *J. Geophys. Res.*, 106(D17), 20,011–20,024, doi:10.1029/2000JD900818.
- Herman, R. L., D. C. Scott, C. R. Webster, R. D. May, E. J. Moyer, R. J. Salawitch, Y. L. Yung, G. C. Toon, B. Sen, J. J. Margitan, K. H. Rosenlof, H. A. Michelsen and J. W. Elkins (1998), Tropical entrainment time scales inferred from stratospheric N₂O and CH₄ observations, *Geophys. Res. Lett.*, 25(15), 2781–2784, doi:10.1029/98GL02109.
- Hess, P.G. (1991), Mixing processes following the final stratospheric warming, *J. Atmos. Sci.*, 48, 1625–1641.
- Holton, J. R., and H.-C. Tan (1980), The influence of the equatorial quasi-biennial oscillation on the global circulation at 50 mb, *J. Atmos. Sci.*, 37, 2200-2208.
- Holton, J. R. and H.-C. Tan (1982), The quasi-biennial oscillation in the Northern Hemisphere lower stratosphere, *J. Meteor. Soc. Japan*, 60, 140-14.
- Holton, J.R., P.H. Haynes, M.E. McIntyre, A.R. Douglass, R.B. Rood, and L. Pfister (1995), Stratosphere-troposphere exchange. *Rev. Geophys.*, 33,403.

Holton, J.R., and M.J. Alexander (2000), The role of waves in the transport circulation of the middle atmosphere, in: *Atmospheric Science Across the Stratopause, Geophys Monograph*: 123, 21, American Geophysical Union.

Hoor, P., H. Fischer, L. Lange, J. Lelieveld, and D. Brunner (2002), Seasonal variations of a mixing layer in the lowermost stratosphere as identified by the CO-O₃ correlation from in situ measurements, *J. Geophys. Res.*, 107, 4044, doi:10.1029/2000JD000289.

Huret, N., M. Pirre, A. Hauchecorne, C. Robert, and V. Catoire (2006), On the vertical structure of the stratosphere at midlatitudes during the first stage of the polar vortex formation and in the polar region in the presence of a large mesospheric descent, *J. Geophys. Res.*, 111(D06111), doi:10.1029/2005JD006102.

Hurwitz, M. M., P. A. Newman, and C. I. Garfinkel (2011), The Arctic vortex in March 2011: A dynamical perspective, *Atmos. Chem. Phys.*, 11, 11,447–11,453.

Hu, Y., and K. K. Tung (2002), Tropospheric and equatorial influences on planetary-wave amplitude in the stratosphere, *Geophys. Res. Lett.*, 29(2), 1019, doi:10.1029/2001GL013762.

IPCC, (2007), Climate Change 2007 -The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment. Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K. B. Averyt, M. Tignor and H. L. Miller (Eds.), Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 996 pp.

Jacobi, C., D. Kürschner, H.G. Muller, D. Pancheva, N.J. Mitchell, and B. Naujokat (2003), Response of the mesopause region dynamics to the February 2001 stratospheric warming, *J. Atmos. Sol.-Terr. Phys.*, 65, 843-855.

Jost, H., M. Loewenstein, L. Pfister, J. J. Margitan, A. Y. Chang, R. J. Salawitch, and H. A. Michelsen (1998), Laminae in the tropical middle stratosphere: Origin and age estimation, *Geophys. Res. Lett.*, 25(23), 4337–4340.

Kirgis, G. (2008), Évaluation du transport isentrope à travers la barrière dynamique stratosphérique subtropicale de l'hémisphère Sud, *thèse*, Laboratoire de l'Atmosphère et des Cyclones, Service d'Aéronomie.

Knox, J.A., and V.L. Harvey (2005), Global climatology of inertial instability and Rossby wave breaking in the stratosphere, *J. Geophys. Res.*, 110, D06108, doi:10.1029/2004JD005068.

Knudsen, B.M. and J.U. Grooss (2000) Northern midlatitude stratospheric ozone dilution in spring modeled with simulated mixing, *J. Geophys. Res.*, 105, 6885–6890.

- Krysztofiak, G., R. Thieblemont, N. Huret, V. Catoire, Y. Te, F. Jegou, P. F. Coheur, C. Clerbaux, S. Payan, M. A. Drouin, C. Robert, P. Jeseck, J.-L. Attie, and C. Camy-Peyret (2012), Detection in the summer polar stratosphere of air plume pollution from East Asia and North America by balloon-borne in situ CO measurements, *Atmos. Chem. Phys. Discuss.*, 12, 15503-15540.
- Labitzke, K. (1981), The amplification of height wave 1 in January 1979: A characteristic precondition for the major warming in February, *Mon. Wea. Rev.*, 109, 983–989.
- Labitzke, K., and H. van Loon (1988), Association between the 11-year solar cycle, the QBO and the atmosphere. Part I: the troposphere and stratosphere in the northern hemisphere in winter, *J. Atmos. Terres. Phys.*, 50, 197 – 206.
- Lahoz, W.A., A.J. Geer, and Y.J. Orsolini (2007), Northern Hemisphere stratospheric summer from MIPAS observations, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 133, 197-211.
- Lait, L.R. (1994), An Alternative Form for Potential Vorticity. *J. Atmos. Sci.*, **51**, 1754–1759.
- Lambert, A., et al. (2007), Validation of the Aura Microwave Limb Sounder middle atmosphere water vapour and nitrous oxide measurements, *J. Geophys. Res.*, 112(D24S36), doi:10.1029/2007JD008724
- Le Texier, H., S. Solomon, and R.R. Garcia (1988), The role of molecular hydrogen and methane oxidation in the water vapor budget of the stratosphere, *Quart. J. Roy. Met. Soc.*, 114, 281-295.
- Leblanc, T., I. S. McDermid, and A. Hauchecorne (2004), A study of ozone variability and its connection with meridional transport in the northern Pacific lower stratosphere during summer 2002, *J. Geophys. Res.*, 109, D11105, doi:10.1029/2003JD004027.
- Lefèvre, F., G. P. Brasseur, I. Folkins, A. K. Smith, and P. Simon (1994), Chemistry of the 1991–1992 stratospheric winter: Three-dimensional model simulations, *J. Geophys. Res.*, 99(D4), 8183–8195, doi:10.1029/93JD03476.
- Leovy, C.B., C.-R. Sun, M.H. Hitchman, E.E. Remsberg, J.M. Russell, L.L. Gordley, J.C. Gille, and L.V. Lyjak (1985), Transport of ozone in the middle stratosphere: Evidence for planetary wave breaking, *J. Atmos. Sci.*, 42, 230-244.
- Lindenmaier, R., and al. (2012), Unusually low ozone, HCl, and HNO₃ column measurements at Eureka, Canada during winter/spring 2011, *Atmos. Chem. Phys.*, 12, 3821–3835, doi:10.5194/acp-12-3821-2012.

Liu, H.-L., and R. G. Roble (2002), A study of a self-generated stratospheric sudden warming and its mesospheric–lower thermospheric impacts using the coupled TIME-GCM/CCM3, *J. Geophys. Res.*, 107, 4695, doi:10.1029/2001JD001533.

Liu, Y., C.X. Liu, H.P. Wang, X.X. Tie, S.T. Gao, D. Kinnison, and G. Brasseur (2009), Atmospheric tracers during the 2003–2004 stratospheric warming event and impact of ozone intrusions in the troposphere, *Atmos. Chem. Phys.*, 9, 2157–2170, doi:10.5194/acp-9-2157-2009.

Livesey, N.J., G.R. Read, L. Froideveaux, A. Lambert, G.L. Manney, H.C. Pumphrey, M.L. Santee, M.J. Schwartz, S. Wang, R.E. Cofield, D.T. Cuddy, R.A. Fuller, R.F. Jarnot, J.H. Jiang, B.W. Knosp, P.C. Stek, P.A. Wagner and D.L. Wu (2011), Version 3.3 level 2 data quality and description document, *Tech. Rep. JPL D-33509*, Jet Propul. Lab., Pasadena, Calif.

Lu, H., M.P. Baldwin, L.J. Gray, and M.J. Jarvis (2008), Decadal-scale changes in the effect of the QBO on the northern stratospheric polar vortex, *J. Geophys. Res.*, 113(D10114), doi:10.1029/2007JD009647.

Manney, G.L., K. Krüger, J.L. Sabutis, S.A. Sena, and S. Pawson (2005a), The remarkable 2003–2004 winter and other recent warm winters in the Arctic stratosphere since the late 1990s, *J. Geophys. Res.*, 110, D04107, doi:10.1029/2004JD005367.

Manney, G. L., M. L. Santee, N. J. Livesey, L. Froidevaux, W. G. Read, H. C. Pumphrey, J. W. Waters, and S. Pawson (2005b), EOS Microwave Limb Sounder observations of the Antarctic polar vortex breakup in 2004, *Geophys. Res. Lett.*, 32, L12811, doi:10.1029/2005GL022823.

Manney, G.L., N.J. Livesey, C.J. Jimenez, H.C. Pumphrey, M.L. Santee, I.A. MacKenzie, and J.W. Waters (2006), EOS Microwave Limb Sounder observations of “frozen-in” anticyclonic air in Arctic summer, *Geophys. Res. Lett.*, Vol. 33, L06810, doi:10.1029/2005GL025418.

Manney, G.L., R.S. Harwood, I.A. MacKenzie, K. Minschwaner, D.R. Allen, M.L. Santee, K.A. Walker, M.I. Hegglin, A. Lambert, H.C. Pumphrey, P.F. Bernath, C.D. Boone, M.J. Schwartz, N.J. Livesey, W.H. Daffer, and R.A. Fuller (2009), Satellite observations and modeling of transport in the upper troposphere through the lower mesosphere during the 2006 major stratospheric sudden warming, *Atmos. Chem. Phys.*, 9, 4775–4795, doi:10.5194/acp-9-4775-2009.

Manney, G., Santee, M., Rex, M., Livesey, N., Pitts, M., Veefkind, P., Nash, E., Wohltmann, I., Lehmann, R., Froidevaux, L., Poole, L., Schoeberl, M., Haffner, D., Davies, J., Dorokhov, V., Gernandt, H., Johnson, B., Kivi, R., Kyrö, E., Larsen, N., Levelt, P., Makshtas, A.,

McElroy, C., Nakajima, H., Parrondo, M., Tarasick, D., von der Gathen, P., Walker, K. and Zinoviev, N. (2011), Unprecedented Arctic ozone loss in 2011, *Nature*, 478, 469-475.

Marchand, M., S. Godin, A. Hauchecorne, F. Lefèvre, S. Bekki, and M. Chipperfield (2003), Influence of polar ozone loss on northern midlatitude regions estimated by a high-resolution chemistry transport model during winter 1999/2000, *J. Geophys. Res.*, 108(D5), 8326, doi:10.1029/2001JD000906.

Martius, O., C. Schwierz, and H.C. Davies (2007), Breaking waves at the tropopause in the wintertime northern hemisphere: Climatological analyses of the orientation and the theoretical LC1/2 classification, *J. Atmos. Sci.*, 64, 2576-2592.

Martius, O., L. M. Polvani, and H. C. Davies (2009), Blocking precursors to stratospheric sudden warming events, *Geophys. Res. Lett.*, 36, L14806, doi:10.1029/2009GL038776.

Matsuno, T. (1970), Vertical propagation of stationary planetary waves in the winter Northern Hemisphere, *J. Atmos. Sci.*, 27, 871–883.

Matsuno, T. (1971), A dynamical model of the stratospheric sudden warming, *J. Atmos. Sci.*, 28, 1479-1494.

McIntyre, M. E. (1982), How well do we understand the dynamics of stratospheric warming ? *J. Meteor. Soc. Japan*, 60, 37-64.

McIntyre, M. E., and T. N. Palmer (1983), Breaking planetary waves in the stratosphere, *Nature*, 305, 593–600.

McIntyre, M. E., and T. N. Palmer (1984), The ‘surf zone’ in the stratosphere, *J. Atmos. Terr. Phys.*, 46, 825–849.

Mébarki, Y. (2009), Mesures du chlorure d’hydrogène (HCl) et du formaldéhyde (H₂CO) sous ballon stratosphérique en région intertropicale et interprétations, *Thèse*, 147p, Univ. Orléans, Décembre 2009.

Mébarki, Y., V. Catoire, N. Huret, G. Berthet, C. Robert, and G. Poulet (2010), More evidence of very short-lived substance contribution to stratospheric chlorine inferred from HCl balloon-borne in situ measurements in the tropics, *Atmos. Chem. Phys.*, 10, 397-409.

Meynadier, R. (2010), Analyse multi-échelle du cycle de l’eau dans la mousson africaine à l’aide d’observations GPS, *thèse*, Universisté Pierre et Marie Curie – Paris VI.

Michelsen, H. A., G. L. Manney, M. R. Gunson, C. P. Rinsland, and R. Zander (1998), Correlations of stratospheric abundances of CH₄ and N₂O derived from ATMOS measurements, *Geophys. Res. Lett.*, 25(15), 2777–2780, doi:10.1029/98GL01977.

Molina, M. J. and F. S. Rowland (1974), Stratospheric sink for chlorofluoromethanes: Chlorine atom catalyzed destruction of ozone, *Nature*, 249, 810-812.

Montoux, N. (2008), Étude du transport isentrope de la vapeur d'eau dans la haute troposphère et basse stratosphère, *thèse*, Université Pierre et Marie Curie, Paris VI.

Moreau, G., C. Robert, V. Catoire, M. Chartier, C. Camy-Peret, N. Huret, M. Pirre, L. Pomathiod, and G. Chalumeau (2005), A multispecies in situ balloon-borne experiment with six tunable diode laser spectrometers, *Appl. Opt.*, 44, 5972–5989.

Müller R. and G. Günther (2003), A generalized form of Lait's modified potential vorticity, *J. Atmos. Sci.*, 60, 17, 2229-2237.

Nair, P.J. (2012), Evolution of stratospheric ozone in the mid-latitudes in connection with the abundance of halogen compounds, *phd thesis*, Université Pierre et Marie Curie, Paris VI.

Naito, Y., and I. Hirota (1997), Interannual variability of the northern winter stratospheric circulation related to the QBO and the solar cycle, *J. Meteor. Soc. Japan*, 75, 925-937.

Naoe, H., and K. Shibata (2010), Equatorial quasi-biennial oscillation influence on northern winter extratropical circulation, *J. Geophys. Res.*, 115, D19102, doi:10.1029/2009JD012952.

Nash, E.R., P.A. Newman, J. E. Rosenfield, and M. R. Schoeberl (1996), An objective determination of the polar vortex using Erte's potential vorticity, *J. Geophys. Res.*, 101(D5), 9471–9478, doi:10.1029/96JD00066.

Newman, P.A., L.R. Lait, M.R. Schoeberl, M. Seablom, L. Coy, R. Rood, R. Swinbank, M. Proffitt, M. Loewenstien, J.R. Podolske, J.W. Elkins, C.R. Webster, R.D. May, D.W. Fahey, G.S. Dutton and K.R. Chan (1996), Measurements of polar vortex air in the midlatitudes, *J. Geophys. Res.*, 101(D8), 12,879–12,891, doi:10.1029/95JD03387.

Newman, P. A., D. W. Fahey, W. H. Brune, M. J. Kurylo, and S. R. Kawa (1999), Preface, *J. Geophys. Res.*, 104(D21), 26,481–26,495, doi:10.1029/1999JD900832.

Newman, P.A., N.R.P. Harris, A. Adriani, G.T. Amanatidis, J.G. Anderson, G.O. Braathen, W.H. Brune, K. S. Carslaw, M.S. Craig, P.L. DeCola, M. Guirlet, R.S. Hipskind, M.J. Kurylo, H. Küllman, N. Larsen, G.J. Mégie, J.-P. Pommereau, L.R. Poole, M.R. Schoeberl, F. Stroh,

O.B. Toon, C.R. Trepte, M. Van Roozendael (2002), An overview of the SOLVE/THESEO 2000 campaign, *J. Geophys. Res.*, 107, 8259, doi:10.1029/2001JD001303.

Orsolini, Y.J. (1995), On the formation of ozone laminae at the edge of the Arctic polar vortex. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 121, 1923-1941.

Orsolini, Y. J., and W. B. Grant (2000), Seasonal formation of nitrous oxide laminae in the mid and low latitude stratosphere, *Geophys. Res. Lett.*, 27(8), 1119–1122, doi:10.1029/1999GL011172.

Orsolini, Y.J. (2001), Long-lived tracer patterns in the summer polar stratosphere, *Geophys. Res. Lett.*, Vol. 28, No. 20, 3855-3858.

Orsolini, Y.J., J. Urban, D.P. Murtagh, S. Lossow, and V. Limpasuvan (2010), Descent from the polar mesosphere and anomalously high stratopause observed in 8 years of water vapor and temperature satellite observations by the Odin Sub-Millimeter Radiometer, *J. Geophys. Res.*, 115, D12305, doi:10.1029/2009JD013501.

Payan, S., C. Camy-Peyret, H. Oelhaf, G. Wetzel, G. Maucher, C. Keim, M. Pirre, N. Huret, A. Engel, M. C. Volk, H. Kuellmann, J. Kuttippurath, U. Cortesi, G. Bianchini, F. Mencaraglia, P. Raspollini, G. Redaelli, C. Vigouroux, M. De Mazière, S. Mikuteit, T. Blumenstock, V. Velazco, J. Notholt, E. Mahieu, P. Duchatelet, D. Smale, S. Wood, N. Jones, C. Piccolo, V. Payne, A. Bracher, N. Glatthor, G. Stiller, K. Grunow, P. Jeseck, Y. Te and A. Butz (2009), Validation of version-4.61 methane and nitrous oxide observed by MIPAS, *Atmos. Chem. Phys.*, 9, 413-442.

Peters, D., and D.W. Waugh (1996), Influence of barotropic shear on the poleward advection of upper tropospheric air, *J. Atmos. Sci.*, 53, 3013-3031.

Pierce, R. B., T. Duncan, A. Fairlie (1993), Chaotic advection in the stratosphere : Implication for the dispersal of chemically perturbed air from the polar vortex, *J. Geophys. Res.*, 98, 18589-18595.

Pierce, R. B., J. A. Al-Saadi, T. D. Fairlie, J. R. Olson, R. S. Eckman, W. L. Grose, G. S. Lingenfelser, and J. M. Russell III(1999), Large-scale stratospheric ozone photochemistry and transport during the POLARIS Campaign, *J. Geophys. Res.*, 104(D21), 26,525–26,545, doi:10.1029/1999JD900395.

Pirre, M., I. Pisso, V. Marécal, V. Catoire, Y. Mébarki, and C. Robert (2008), Intrusion of recent air in midlatitude stratosphere revealed by in situ tracer measurements and trajectory calculations, *J. Geophys. Res.*, 113, D11302, doi:10.1029/2007JD009188.

Plumb, R. A. (1977), The interactions of two internal gravity waves with the mean flow; implications for the theory of the quasi-biennial oscillation, *J. Atmos. Sci.*, 34, 1847-1858.

Plumb, R. A., D. W. Waugh, R. J. Atkinson, P. A. Newman, L. R. Lait, M. R. Schoeberl, E. V. Browell, A. J. Simmons, and M. Loewenstein (1994), Intrusions into the lower stratospheric Arctic vortex during the winter of 1991–1992, *J. Geophys. Res.*, 99(D1), 1089–1105.

Polvani, L. M., and R. Saravanan (2000), The three-dimensional structure of breaking Rossby waves in the polar wintertime stratosphere, *J. Atmos. Sci.*, 57, 3663–3685.

Postel, G.A., and M.H. Hitchman (1999), A climatology of Rossby wave breaking along the subtropical tropopause, *J. Atmos. Sci.*, 56, 359-373.

Pumphrey, H. C., et al. (2007), Validation of middle-atmosphere carbon monoxide retrievals from the Microwave Limb Sounder on Aura, *J. Geophys. Res.*, 112, D24S38, doi:10.1029/2007JD008723.

Randel, W.J., J.C. Gille, A.E. Roche, J.B. Kumer, J.L. Mergenthaler, J.W. Waters, E.F. Fishbein, and W.A. Lahoz (1993), Stratospheric transport from the tropics to middle latitudes by planetary-waves mixing, *Nature*, 365, 533.

Randel, W.J., B.A. Boville, J.C. Gille, P.L. Bailey, S.T. Massie, J.B. Kumer, J.L. Mergenthaler and A. E. Roche (1994), Simulation of Stratospheric N₂O in the NCAR CCM2: Comparison with CLAES Data and Global Budget Analyses, *J. Atmos. Sci.*, 51, 20, 2834-2845.

Reed, R. J. (1955), A study of a characteristic type of upper level frontogenesis, *J. Met.*, 12, 226-237.

Rodgers, C. D. (2000), Inverse Methods for Atmospheric Sounding: Theory and Practice, *vol. 2 of Series on Atmospheric, Oceanic and Planetary Physics*, edited by: Taylor, F. W., World Scientific.

Roscoe, H.K., J.D. Shanklin, and S.R. Colwell (2005), Has the Antarctic vortex split before 2002, *J. Atmos. Sci.*, 62, 581-588.

Scherhag, R. (1952), Die explosionsartigen Stratosphärenerwärmungen des Spätwinters 1951–52, *Ber. Dtsch. Wetterdienst*, 6, 51–63.

Schmidt, U., and A. Khedim (1991), In situ measurements of carbon dioxide in the winter Arctic vortex and at midlatitudes: An indicator of the ‘age’ of stratospheric air, *Geophys. Res. Lett.*, 18(4), 763–766, doi:10.1029/91GL00022.

Schoeberl, M.R., and P.A. Newman (1995), A multiple level trajectory analysis of vortex filaments, *J. Geophys. Res.*, 100, 25, 801-25.

Schoeberl M.R., A.R. Douglass, R.S. Stolarski, S. Pawson, S.E. Strahan and W. Read (2008), Comparison of lower stratospheric tropical mean vertical velocities, *J. Geophys. Res.*, 113: D24109.

Schwartz, M. J., et al. (2008), Validation of the Aura Microwave Limb Sounder temperature and geopotential height measurements, *J. Geophys. Res.*, 113(D15S11), doi:10.1029/2007JD008783.

Seinfeld J.H. and S.N. Pandis (2006), Atmospheric Chemistry and Physics: from Air Pollution to Climate Change, Chapt. 7, Second edition, John Wiley & Sons Ed, Inc., New York.

Shepherd, T. G. (2007), Transport in the middle atmosphere, *J. Meteorol. Soc. Jpn.*, 85B, 165–191.

Shindell, D., D. Rind, and P. Lonergan (1998), Increased polar stratospheric ozone losses and delayed eventual recovery owing to increasing greenhouse-gas concentrations, *Nature*, 392, 589–592.

Sinnhuber, B.-M., M. Weber, A. Amankwah, and J.P. Burrows (2003), Total ozone during the unusual Antarctic winter of 2002, *Geophys. Res. Lett.*, 30, 1580, doi:10.1029/2002GL016798.

Sinnhuber, B.-M., G. Stiller, R. Ruhnke, T. von Clarmann, S. Kellmann, and J. Aschmann (2011), Arctic winter 2010/2011 at the brink of an ozone hole, *Geophys. Res. Lett.*, 38, L24814, doi:10.1029/2011GL049784.

Solomon, S., R. R. Garcia, F. S. Rowland and D. J. Wuebbles (1986), On the depletion of Antarctic ozone, *Nature*, 321, 755-758.

Stiller, G.P., et al. (2012), Validation of MIPAS IMK/IAA temperature, water vapour, and ozone profiles with MOHAVE-2009 campaign measurements, *Atmos. Meas. Tech.*, 5, 289-320.

Stohl, A., G. Wotawa, P. Seibert and H. Kromp-Kolb (1995), Interpolation errors in wind fields as a function of spatial and temporal resolution and their impact on different types of kinematic trajectories, *J. Appl. Meteor.*, 34, 2149-2165.

Thiéblemont, R., N. Huret, Y. J. Orsolini, A. Hauchecorne, and M.-A. Drouin (2011), Frozen-in anticyclones occurring in polar Northern Hemisphere during springtime: Characterization, occurrence and link with quasi-biennial oscillation, *J. Geophys. Res.*, 116, D20110, doi:10.1029/2011JD016042.

Thorncroft, C.D., B.J. Hoskins, and M.E. McIntyre (1993), Two paradigms of baroclinic-wave life-cycle behaviour, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 109, 737-761.

Tripathi, O. P., et al. (2006), High resolution simulation of recent Arctic and Antarctic stratospheric chemical ozone loss compared to observations, *J. Atmos. Chem.*, 55, 205–226.

Tomikawa, Y. (2010), Persistence of Easterly Wind during Major Stratospheric Sudden Warmings. *J. Climate*, 23, 5258–5267, doi: 10.1175/2010JCLI3507.1.

Uppala, S.M., P.W. Kallberg, A.J. Simmons, U. Andrae, V. Da Costa Bichtold, M. Fiorino, J.K. Gibson, J. Haseler, A. Hernandez, G.A. Kelly, X. Li, K. Onogi, S. Saarinen, N. Sooka, R.P. Allan, E. Andersson, K. Arpe, M.A. Balmaseda, A.C.M. Beljaars, L. Van De Berg, J. Bidlot, N. Bormann, S. Caires, F. Chevallier, A. Dethof, M. Dragosavac, M. Fisher, M. Fuentes, S. Hagemann, E. Holm, B.J. Hoskins, L. Isaksen, P.A.E.M. Janssen, R. Jenne, A.P. McNally, J.-F. Mahfouf, J.-J. Morcrette, N.A. Rayner, R.W. Saunders, P. Simon, A. Sterl, K.E. Trenberth, A. Untch, D. Vasiljevic, P. Viterbo and J. Woollen (2005), The ERA-40 re-analysis, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 131, 2961–3012, doi: 10.1256/qj.04.176.

van Loon, H., and R. L. Jenne (1972), The Zonal Harmonic Standing Waves in the Southern Hemisphere, *J. Geophys. Res.*, 77(6), 992–1003, doi:10.1029/JC077i006p00992.

von Clarmann, T., M. Höpfner, S. Kellmann, A. Linden, S. Chauhan, B. Funke, U. Grabowski, N. Glatthor, M. Kiefer, T. Schieferdecker, G.P. Stiller, and S. Versick (2009), Retrieval of temperature, H₂O, O₃, HNO₃, CH₄, N₂O, ClONO₂ and ClO from MIPAS reduced resolution nominal mode limb emissions measurements, *Atmos. Meas. Tech.*, 2, 159-175, doi:10.5194/amt-2-159-2009.

von Zahn, U., J. Fiedler, B. Naujokat, U. Langematz, and K. Krüger (1998), A note on record-high temperatures at the northern polar stratopause in winter 1997/98, *Geophys. Res. Lett.*, 25(22), 4169–4172, doi:10.1029/1998GL900091.

Waters, J.W., et al. (2006), The Earth Observing System Microwave Limb Sounder (EOS MLS) on the Aura satellite, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 44, 1075–1092.

Waugh, D.W. (1993), Subtropical stratospheric mixing linked to disturbances on the polar vortices, *Nature*, 365, 535-537.

Waugh, D.W., and R.A. Plumb (1994a), Contour Advection with Surgery: A technique for investigating fine scale structure in tracer transport, *J. Atmos. Sci.*, 51, 530-540.

Waugh, D.W., R.A. Plumb, R.J. Atkinson, M.R. Schoeberl, L.R. Lait, P.A. Newman, M. Loewenstein, D.W. Toohey, L.M. Avallone, C.R. Webster and R.D. May (1994b), Transport of material out of the stratospheric Arctic vortex by Rossby wave breaking, *J. Geophys. Res.*, 99, 1071–1088.

Waugh, D.W., R.A. Plumb, P.A. Newman, M.R. Schoeberl, L.R. Lait, M. Loewenstein, J.R. Podolske, J.W. Elkins, K.R. Chan (1994c), Fine-scale, poleward transport of tropical air during AASE 2, *Geophys. Res. Lett.*, 21, 23, 2603-2606.

Waugh, D.W. (1996), Seasonal variation of isentropic transport out of the tropical stratosphere, *J. Geophys. Res.*, 101(D02), 4007-4023.

Waugh, D.W. (1997), Elliptical diagnostics of stratospheric polar vortices, *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 123, 1725-1748.

Waugh, D.W., R.A. Plumb, J.W. Elkins, D.W. Fahey, K.A. Boering, G.S. Dutton, C.M. Volk, E. Keim, R.-S. Gao, B.C. Daube, S.C. Wofsy, M. Loewenstein, J.R. Podolske, K.R. Chan, M.H. Proffitt, K.K. Kelly, P.A. Newman and L.R. Lait (1997), Mixing of polar vortex air into middle latitudes as revealed by tracer-tracer scatterplots, *J. Geophys. Res.*, 102(D11), 13,119–13,134, doi:10.1029/96JD03715.

Waugh, D.W., W.J. Randel, S. Pawson, P.A. Newman, and E.R. Nash (1999), Persistence of the Lower Stratospheric Polar Vortices. *J. Geophys. Res.*, 104, 27191–27201.

Waugh, D. W., and L. M. Polvani (2000), Climatology of intrusions into the tropical upper troposphere, *Geophys. Res. Lett.*, 27(23), 3857–3860.

Waugh, D.W., and T.M. Hall (2002), Age of stratospheric air: Theory, observations, and models, *Rev. Geophys.*, 40 (4), 10.1029/2000RG000101.

Waugh, D. W., and P. P. Rong (2002), Interannual variability in the decay of lower stratospheric Arctic vortices, *J. Meteorol. Soc. Jpn.*, 80, 997–1012.

Waugh, D.W. and L.M. Polvani (2010), Stratospheric Polar Vortices, in "The Stratosphere: Dynamics, Transport and Chemistry. A festschrift celebrating Alan Plumb's 60th birthday",

L.M. Polvani, A.H. Sobel and D.W. Waugh, Eds., American Geophysical Union, Washington, D.C.

WMO (World Meteorological Organization), *Scientific Assessment of Ozone Depletion: 2006*, Global Ozone Research and Monitoring Project-Report No. 50, 572 pp., Geneva, Switzerland, 2007.

WMO (World Meteorological Organization), *Scientific Assessment of Ozone Depletion: 2010*, Global Ozone Research and Monitoring Project-Report No. 52, 516 pp., Geneva, Switzerland, 2011.

Yoden S., M. Baldwin, P. Davini and D.M. Mitchell (2012), Report on the Workshop on Stratospheric Sudden Warming and its role in Weather and Climate Variations, *SPARC Newsl*, 39, July 2012.

Zahn, A., P. Franz, C. Bechtel, J.-U. Grooß, and T. Röckmann (2006), Modelling the budget of middle atmospheric water vapour isotopes, *Atmos. Chem. Phys.*, 6, 2073-2090, doi:10.5194/acp-6-2073-2006.

Zhou, S., M. E. Gelman, A. J. Miller, and J. P. McCormack (2000), An inter-hemisphere comparison of the persistent stratospheric polar vortex, *Geophys Res. Lett.*, 27, 1123–1126.

Zurek, R. W., G. L. Manney, A. J. Miller, M. E. Gelman, and R. M. Nagatani (1996), Interannual variability of the North Polar Vortex in the lower stratosphere during the UARS Mission, *Geophys. Res. Lett.*, 23(3), 289–292.

Rémi Thiéblemont

Dynamique de la stratosphère au printemps et en été : étude des couplages tropiques/pôles

Résumé :

La dynamique de la stratosphère au printemps et en été reste à ce jour largement inexplorée. Or dans les contextes actuels du recouvrement de la couche d'ozone et de l'augmentation des émissions de gaz à effet de serre, une amélioration de la compréhension des processus dynamiques contrôlant la stratosphère s'avère nécessaire, afin de mieux appréhender l'évolution du climat dans le futur. Des observations satellitaires récentes du printemps/été arctique ont montré l'existence de phénomènes de transport irréversibles depuis les régions tropicales vers la région arctique. Cependant, les mécanismes associés à ces événements restent mal connus.

Ce travail de thèse consiste en l'analyse dynamique et climatologique de ces phénomènes, afin d'évaluer les mécanismes responsables de leur développement et de leur fréquence d'apparition. Une attention particulière est donnée aux rares événements, où la signature de l'intrusion persiste dans une anomalie anticyclonique jusqu'en été, soit plusieurs mois après son établissement en région polaire. Les données des instruments satellitaires MLS/Aura et MIPAS/ENVISAT, de l'instrument ballon SPIRALE, et le modèle d'advection MIMOSA ont permis d'identifier, caractériser et quantifier ces événements. L'analyse des conditions dynamiques a été faite à partir des données météorologiques réanalysées de L'ECMWF. Enfin, le développement d'un algorithme de détection systématique de ces intrusions a permis d'en établir une climatologie entre les années 1980 et 2011.

Parmi les résultats majeurs de cette étude, il apparaît que la fréquence de ces événements, contrôlés par l'activité ondulatoire, a fortement augmenté depuis les années 2000. Nous montrons aussi que leur développement au printemps est fortement lié à l'évolution dynamique de la stratosphère durant l'hiver et au régime de circulation intertropicale.

Mots clés : stratosphère, intrusions, modèle de transport, activité ondulatoire, anticyclone, printemps.

On the stratospheric dynamics in spring and summer: a tropics/poles coupling study

Abstract:

The stratosphere dynamics remains largely unexplored in summer and spring. In the context of the ozone layer recovery and the increasing of greenhouse gases emissions, efforts must be provided to improve our knowledge of the dynamical processes driving the stratosphere. Such improvements would lead to better future climate trends estimates. Recently, spring and summer satellites observations revealed occurrences of irreversible air masses transport from the tropics to the Arctic region. However, the associated mechanisms are poorly understood.

The present work consists of dynamical and climatological analyses of these events in order to identify their causes and their occurrence frequency. In particular, we focused on the sporadic events, where the intrusion signal persists several months in the polar region, trapped within an anticyclonic anomaly before disappearing in summer. We used MLS/Aura and MIPAS/ENVISAT satellites data, the SPIRALE balloon borne data and the results of the advection model MIMOSA to identify, characterize and quantify these events. Stratospheric dynamical conditions are investigated using the reanalyses data of the ECMWF. Finally, a systematic algorithm to detect low-latitude intrusions has been developed and applied on MIMOSA results to perform a climatology between 1980 and 2011.

The results suggest that the frequency of these events, driven by the planetary wave activity, is increasing since the 21st century. Furthermore, their occurrence in spring appears to depend on the stratospheric dynamical evolution during winter and on the tropical region dynamical regime.

Keywords : stratosphere, intrusions, advection model, wave activity, anticyclone, spring.



LPC2E-CNRS
3A, Av. de la Recherche Scientifique
45071 Orléans Cedex 2
FRANCE

